

UNIVERSIDAD DE CADIZ
Instituto de Ciencias
de la Educación

ITINERARIOS GEOLOGICOS POR LA PROVINCIA DE CADIZ

Autores:

JOSE MANUEL GUTIERREZ MAS
AGUSTIN MARTIN ALGARRA
ANTONIO NAVARRETE SALVADOR



**SERVICIO DE
PUBLICACIONES DE LA
UNIVERSIDAD DE CADIZ**

UNIVERSIDAD DE CADIZ
Instituto de Ciencias de la Educación

ITINERARIOS GEOLOGICOS POR LA PROVINCIA DE CADIZ

Autores:

JOSE MANUEL GUTIERREZ MAS
Licenciado en Ciencias Geológicas.
Profesor agregado de Bachillerato

AGUSTIN MARTIN ALGARRA
Licenciado en Ciencias Geológicas.
Becario del Dpto. de Estratigrafía y Geología
Histórica de la Universidad de Granada.

ANTONIO NAVARRETE SALVADOR
Licenciado en Ciencias Geológicas.
Profesor agregado interino de la E. Universitaria
del Profesorado de E.G.B. de Cádiz.

CADIZ, 1982

Dedicado a los compañeros que participaron en el cursillo y a todos aquellos interesados en la enseñanza de las Ciencias Naturales.

SUMARIO

- I. AGRADECIMIENTOS.
- II.— INTRODUCCION.
- III. LA CONSTITUCION GEOLOGICA DE LA PROVINCIA DE CADIZ.
 - III.1.— LA PROVINCIA DE CADIZ: EXTREMO OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA BETICA.
 - III.2. LAS ZONAS EXTERNAS.
 - III.3. LAS UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR.
 - III.4.— LAS ZONAS INTERNAS O ZONA BETICA.
 - III.5. LOS TERRENOS POSTOROGENICOS. LA DEPRESION DEL GUADALQUIVIR.
- IV.— ITINERARIO N° 1: MORFOLOGIA Y DINAMICA LITORAL.
- V.— ITINERARIO N° 2: MORFOLOGIA CARSTICA.
- VI. ITINERARIO N° 3: ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURA DE LAS UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR.
- VII.— ITINERARIO N° 4: GEOLOGIA REGIONAL (Serranía de Ronda).
- VIII.— ITINERARIO N° 5: ESTRATIGRAFIA, TECTONICA Y GEOMORFOLOGIA DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA.
- IX.— CONCLUSIONES FINALES.
- X.— BIBLIOGRAFIA.
- XI.— APENDICE: COPLAS

I

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a los Organismos y personas abajo citadas que con su colaboración han permitido la realización de este trabajo.

- Instituto de Ciencias de la Educación de la Universidad de Cádiz.
- Delegación de Cultura de la Excma. Diputación Provincial de Cádiz.

— Escuela Universitaria de Formación del Profesorado de E.G.B. de Cádiz.

- D. Juan Antonio Vera Torres.
- D. Manuel García Hernández.
- D. José Rodríguez Fernández.
- D. Rafael Garófano.
- D. Juan Pavón Rabasco.
- Doña M^a Angustias González Maldonado.

II

INTRODUCCION

En esta publicación se recoge la documentación que se elaboró para la realización de un curso de formación del profesorado sobre «Itinerarios Geológicos en la Provincia de Cádiz», programado por el I.C.E. de esta Universidad, que se realizó durante el segundo trimestre del curso académico 81/82.

El objetivo principal del cursillo ha sido mostrar una serie de puntos de interés geológico tanto de la provincia de Cádiz como de la Serranía de Ronda para aquellos profesores que no conozcan suficientemente el entorno geológico de esta provincia. Los destinatarios últimos del mismo son los alumnos de B.U.P., C.O.U., 2ª etapa de E.G.B. etc. y debe ser función del profesor adecuar estos conocimientos al nivel de la enseñanza que imparta.

De todos los puntos de interés geológico que presenta la provincia de Cádiz, nos vimos obligados a escoger aquellos que permiten la elaboración de unos itinerarios realizables en jornadas de un día, dadas las necesidades de programación del cursillo, pero sin abandonar en ningún caso aquellas zonas que presentan mayor riqueza en cuanto a observaciones geológicas.

Estos itinerarios no son sólo observaciones puntuales de las diversas formas o estructuras geológicas, sino que, en lo posible, se ha tratado de que cada uno de ellos se ocupe de un aspecto concreto de la Geología (Dinámica Litoral. Morfología Carstica. Geología Regional...).

Cada itinerario está confeccionado de forma tal que se enumeran unos objetivos concretos, se indica el recorrido y la ubicación de cada una de las paradas tanto geográfica como geológica.

Para cada parada se ha elaborado un cuestionario de observaciones que pretende ser la base para obtener de cada punto la máxima informa-

ción posible, intentando inducir a la observación y análisis del fenómeno geológico; a continuación se incluye un conjunto de conclusiones que permiten la síntesis de lo observado.

Además, se incluye una serie de mapas geológicos, cortes, series estratigráficas y esquemas para facilitar la comprensión de lo observado y alcanzar los objetivos previstos.

Al objeto de no dispersar las ideas y de centrar este trabajo en un aspecto concreto de la Ciencias Naturales, habida cuenta de nuestra especialidad, se decidió abordar en este cursillo tan solo los aspectos geológicos. Futuras aportaciones de otra índole (biológicas, geográficas, ...), contribuirán sin duda a perfilar un conjunto de datos y una metodología de trabajo que será sin duda una interesante contribución para la mejora de la enseñanza de las ciencias de la naturaleza en la provincia de Cádiz.

III

LA CONSTITUCION GEOLOGICA DE LA PROVINCIA DE CADIZ

III-1. — LA PROVINCIA DE CADIZ: EXTREMO OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA BETICA.

Si se observa un mapa topográfico del sur de España puede reconocerse que las dos partes principales de la provincia de Cádiz, la Sierra Gaditana y las Tierras bajas de las campiñas no constituyen entidades fisiográficas aisladas. Bien al contrario, ambas forman parte de dos entidades geográficas mayores que son respectivamente, la Cordillera Bética y la Depresión del Guadalquivir. Estas dos entidades geográficas constituyen a su vez dos entidades geológicas íntimamente ligadas, como puede observarse en la figura 1.

La Cordillera Bética es la más occidental de las Cadenas Alpinas Europeas. Comprende un conjunto de montañas que se extiende desde la provincia de Cádiz hasta la de Alicante. Hoy se sabe, además, que la constitución geológica de las Islas Baleares (a excepción de Menorca) es semejante, por lo que éstas pueden considerarse como una parte más del Sistema Geológico Bético.

La importancia de la Cordillera Bética, que limita por el Sur con el Mediterráneo y por el Norte con la Depresión del Guadalquivir y con la Cordillera Ibérica, no estriba sólo en su extensión sino en su topografía abrupta y escarpada. En ella se ubican los relieves más sobresalientes de la Península.

Desde un punto de vista estrictamente geológico hay que decir que es una Cordillera joven, formada hace pocos millones de años, a la vez que se formaron los Alpes, los Pirineos y otras Cordilleras que rodean al Mediterráneo occidental. Las rocas que la constituyen son rocas relativamente jóvenes principalmente sedimentarias, que se depositaron en

MAPA OROGRAFICO DEL SUR DE LA PENINSULA IBERICA



el fondo de un mar que localmente alcanzó gran profundidad y que fue posteriormente plegado, fracturado y emergido. La erosión reciente de los relieves así creados han configurado el aspecto actual de esta Cordillera.

1. — Materiales representados.

En el mapa Litológico (Fig. 2) puede verse que las rocas que constituyen la Cordillera Bética tienen edades muy diferentes. La figura 3, que representa la subdivisión del tiempo geológico en eras, períodos y épocas permite entender mejor dicho mapa.

a) Los materiales más recientes pertenecen a la *era Cuaternaria*: se trata de depósitos detríticos formados a partir de materiales procedentes de la erosión de los relieves montañosos. Las rocas sedimentarias originadas son conglomerados, arenas, limos y arcillas, depositadas por los ríos o arrastrados hasta el mar y redistribuidos por éste en las proximidades de la costa. Dentro de los materiales cuaternarios pueden establecerse tres grandes grupos en la provincia de Cádiz:

— *Aluviones o derrubios*: Situados en las inmediaciones o en los cauces de los ríos.

— *Fangos de marisma*: Especialmente bien desarrollados en la Bahía de Cádiz.

— *Arenas de playa*: Situadas a lo largo de la costa, en las zonas batidas por el oleaje y los vientos.

b) Un segundo grupo es el formado por los materiales de la era Terciaria posteriores a las deformaciones orogénicas principales, que acaecieron durante el Mioceno inferior y medio. Son los *terrenos Terciarios postorogénicos*. Litológicamente están constituidos por rocas sedimentarias, depositadas en un ambiente marino o litoral, lo que demuestra que parte de la Cordillera aún no había emergido todavía del fondo del mar. Dentro de este grupo de más moderno a más antiguo pueden distinguirse:

— *Depósitos pliocenos*: Formados por arenas, conglomerados y limos. Se ubican cerca de la actual costa, lo que indica que en un período comprendido entre hace 5 y 3 millones de años parte de las zonas emergidas hoy y situadas cerca del mar aún estaban cubiertas por las aguas. Están bien representados en los alrededores de la bahía de Cádiz y uno de los



más característicos términos litológicos es la *piedra ostionera*, conglomerado con abundantes restos fósiles de ostreidos, sobre el que se asienta la ciudad de Cádiz. Hacia la misma época, en zonas alejadas de la costa los ríos depositaron también materiales detríticos pero en este caso en ambiente subaéreo, por lo que los fósiles que en ellos se encuentran son organismos continentales; plantas superiores, vertebrados, etc.. En la provincia de Cádiz estos depósitos pliocenos continentales son muy escasos.

— *Depósitos del Mioceno Superior*: (Entre 12 y 5 millones de años) ocupan extensas áreas de la Cordillera Bética y de la depresión del Guadalquivir. Son en su casi totalidad marinos. Dos tipos de rocas son muy característicos: Las arcillas, que son intensamente cultivadas y que se encuentran sobre todo en la Depresión del Guadalquivir, y las areniscas calcáreas, que constituyen una roca típica que sirve de asiento a numerosos pueblos: Arcos, Medina, Bornos, Véjer, Ronda, etc.

c) *Materiales mesozoicos y terciarios preorogénicos*. Aparecen por debajo de los anteriores, los cuales se han depositado discordantemente sobre ellos. Estos materiales cuya edad oscila desde el Triásico (Trías) al Mioceno medio se depositaron en un ambiente marino, localmente profundo, y fueron intensamente plegados, fracturados y apilados unos sobre otros durante el Mioceno inferior y medio. Los materiales triásicos están especialmente bien desarrollados en la provincia de Cádiz, especialmente en su parte septentrional. Los materiales jurásicos son calizas y margocalizas y constituyen los principales relieves de la Sierra Gaditana, así como algunos relieves aislados (Sierra de las Cabras y de la Sal, Peñón del Berrueco, etc.). Los materiales del Cretácico son principalmente arcillosos y margosos y se sitúan en los alrededores de los relieves jurásicos, dando zonas más alomadas, de topografía menos abrupta. Finalmente los materiales terciarios pertenecen al Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Mioceno inferior; están constituidos principalmente por areniscas depositadas en ambientes marinos muy profundos y ocupan la mayor parte de la provincia de Cádiz, especialmente la Sierra del Aljibe y el Campo de Gibraltar.

d) *Materiales paleozoicos y más antiguos*. No llegan a encontrarse en la provincia de Cádiz, pero sí en las proximidades, en la provincia de

DIVISION TIEMPO GEOLOGICO

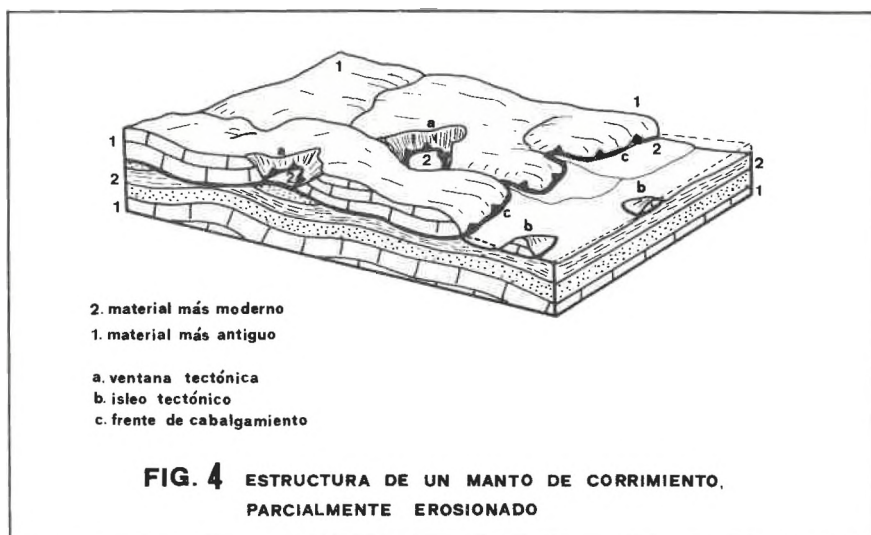
| EONES | ERATEMA | SISTEMA | SERIE | TIEMPO GEOLOGICO m.a. | PRINCIPALES FASES TECTONICAS |
|--------------|--------------|-------------|-------------|-----------------------|--|
| FANEROZOICO | CENOZOICO | CUATERNARIO | HOLOCENO | 0,01 | WALACHICA ATTICA SAVICA PIRENAICA LARAMICA |
| | | | PLEISTOCENO | 1,8 | |
| | | NEOGENO | PLIOCENO | 5 | |
| | | | MIOCENO | 22,5 | |
| | | | OLIGOCENO | 37,5 | |
| | | PALEOGENO | EOCENO | 54 | |
| | | | PALEOCENO | 65 | |
| | MESOZOICO | CRETACICO | SENSO-NENSE | | AUSTRICA NEOKIMMERICA |
| | | | SUPERIOR | | |
| | | | INFERIOR | | |
| | | | NEOCOMIENSE | 141 | |
| | | JURASICO | MALM | | |
| | | | DOGGER | | |
| | | | LIAS | 195 | |
| | | TRIASICO | SUPERIOR | | |
| | | | MEDIO | | |
| | | | INFERIOR | 230 | |
| | | PERMICO | SUPERIOR | | |
| | | | INFERIOR | 280 | |
| | PALEOZOICO | CARBONIFERO | SUPERIOR | | |
| | | | INFERIOR | 347 | |
| | | DEVONICO | SUPERIOR | | |
| | | | MEDIO | | |
| | | | INFERIOR | 395 | |
| | | SILURICO | SUPERIOR | | |
| | | | INFERIOR | 435 | |
| | | ORDOVICICO | SUPERIOR | | |
| | | | INFERIOR | 500 | |
| | | CAMBRICO | SUPERIOR | | |
| | | | MEDIO | | |
| | | | INFERIOR | 570 | |
| PRECAMBRIICO | PRECAMBRIICO | ALGONQUICO | | 600 | CADOMIENSE |
| | | | | | |
| ARCAICO | ARCAICO | ARCAICO | | 4.000 | |
| | | | | | |

FIG. 3

Málaga. En Sierra Morena también existen, pero fuera del ámbito de la Cordillera Bética. Los terrenos paleozoicos sólo se encuentran en la parte más meridional de la Cordillera Bética, donde afloran en discordancia por debajo de los terrenos del Trías, lo cual indica que fueron plegados antes del comienzo de la era Secundaria. El ciclo orogénico que comienza con el depósito del Trías sobre materiales de la era Primaria (Paleozoica) o más antiguos, se denomina Ciclo Alpino. Los terrenos paleozoicos fueron por tanto, afectados por una orogenia prealpina y luego, posteriormente fueron de nuevo plegados durante la Orogenia Alpina. Se dice que los materiales prealpinos constituyen el zócalo sobre el que se depositan los terrenos alpinos (cobertura). Los terrenos paleozoicos de la Cordillera Bética son principalmente metamórficos, es decir formados por rocas que han sido transformadas a consecuencia de las enormes presiones y temperaturas a que fueron sometidas en el transcurso de las deformaciones orogénicas, aunque también existen rocas sedimentarias y rocas ígneas. De éstas últimas, hay que destacar las *peridotitas*, que se encuentran en la zona sur de la Serranía de Ronda, en las proximidades de la Costa del Sol, y que son rocas peculiares, muy pobres en sílice y ricas en minerales ferromagnesianos, cuyo origen se comentará más adelante.

2. — **Estructura geológica.** La Cordillera Bética es una Cordillera de plegamiento, esto es, se ha formado por arrugamiento y levantamiento de los materiales depositados en el fondo de un mar. Este plegamiento ha deformado intensamente a los materiales, y dado lugar a grandes pliegues y fracturas cuyo estudio permite al geólogo conocer cómo se originó tal plegamiento y por qué se produjo el mismo. Del estudio de las rocas se puede deducir el ambiente de sedimentación y la edad a partir de los fósiles.

Estos estudios han permitido constatar un hecho muy notable: en la Cordillera Bética, además de existir pliegues y fallas importantes existen superposiciones anómalas de materiales que alcanzan una extraordinaria extensión. Estas superposiciones se detectan a partir de los fósiles, de manera que es frecuente encontrar rocas cuya edad es más antigua, sobre otras rocas de edad más moderna. Este hecho no tiene explicación si no se admite que primero se depositó el material más antiguo,



luego el más moderno y después ocurrió un cabalgamiento del material más antiguo sobre el material más moderno (Fig. 4). Cuando la superposición anormal sobre pasa los 4 Km., estas estructuras se denominan *mantos de corrimiento* y puede decirse que son el rasgo geológico más importante de la Cordillera Bética. La estructuración en mantos de corrimiento ha sido de tal intensidad que estudios recientes demuestran que la anchura del mar en que se depositaron los materiales que constituyen esta Cordillera debió ser como mínimo tres veces superior a la anchura actual de la misma. Ello implica que habría que llevarse la costa meridional española unos 400 Km. hacia el sur y sureste, lo cual implicaría su superposición sobre el continente africano. Como el norte de Africa está ocupado por Cordilleras de plegamiento semejantes a la Cordillera Bética existe un evidente problema de espacio, puesto que los materiales marinos plegados alrededor del Mediterráneo no caben en éste al ser desplegados. El antiguo mar en que se depositaron las rocas sedimentarias que hoy forman la Cordillera Bética debió ser mucho más ancho y tal anchura sólo puede conseguirse desplazando el continente africano varios cientos de kilómetros hacia el sur. Así pues, las Cordilleras Alpinas se originaron por la colisión de los Continentes Europeo y Africano, coli-

MAPA DE LAS UNIDADES TECTONICAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS

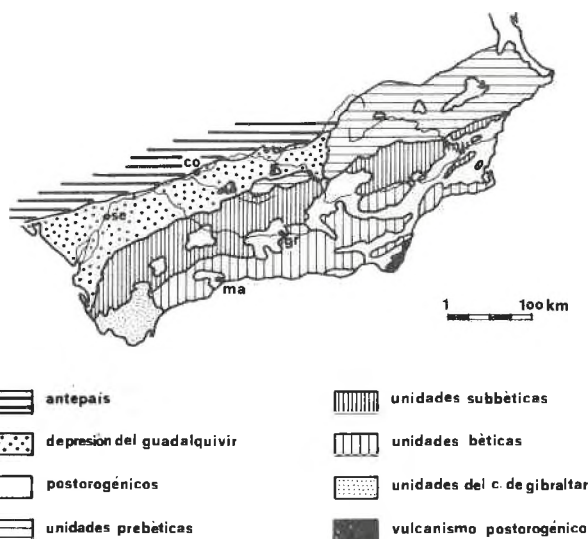


FIG. 5

sión que implicó el cierre de un antiguo océano situado entre ambos y el plegamiento y la emersión de los terrenos que se depositaron en su fondo. El residuo final del plegamiento sería, en cierto modo, el mar Mediterráneo, aunque estudios recientes demuestran que el actual Mediterráneo se ha originado en tiempos muy modernos, después de las principales fases de la Orogenia Alpina.

En base a criterios estructurales y estratigráficos, la Cordillera Bética puede ser subdividida en una serie de conjuntos geológicos diferentes (Fig. 5). en primer lugar hay que distinguir: las *Zonas Internas o Zona Bética s.s.* en la que tanto el zócalo paleozoico como la cobertera mesozoica y terciaria han sido conjunta e intensamente deformadas y han sufrido parcialmente los efectos de un metamorfismo de intensidad variable;

y las *Zonas Externas* en las cuales las estructuras de mantos de corrimiento afectan sólo a la cobertera postpaleozoica, sin que llegue a aflorar el zócalo en ningún punto. A su vez, las Zonas Internas pueden subdividirse en tres grandes conjuntos de mantos de corrimiento que de abajo arriba son los complejos *Nevado-Filábride*, *Alpujárride* y *Maláguide*; algunos autores distinguen un conjunto más, denominado «Dorsal bética» o «Rondaides», cuya atribución a uno de los anteriores complejos es difícil. Por su parte las Zonas Externas pueden subdividirse en dos grandes conjuntos: la *Zona Prebética*, situada más cerca de la Meseta, y la *Zona Subbética*, situada al Sur del anterior. Entre ambas existen unas «Unidades Intermedias».

Finalmente hay que distinguir el *Complejo de Unidades del Campo de Gibraltar* que se sitúa en posición intermedia entre las Zonas Bética y Subbética.

La Depresión del Guadalquivir bordea a la Cordillera Bética por el Norte y su origen está estrechamente ligado al del plegamiento, como luego se verá.

De todos estos conjuntos litológicos, sólo tres se encuentran representados en la provincia de Cádiz: la Depresión del Guadalquivir, la Zona Subbética y las Unidades del Campo de Gibraltar.

III. 2. — LAS ZONAS EXTERNAS. —

1. — La Zona Prebética.

En ella se agrupan materiales que afloran entre Jaén y Alicante y que presentan una tectónica menos compleja que la de los materiales que se integran en las Zonas Subbética y Bética. La Zona Prebética está formada por materiales carbonatados, depositados en ambientes marinos muy someros e incluso litorales, y algunos materiales terrígenos que evidencian la proximidad de la Zona al continente, que durante el Mesozoico y Terciario se situaba sobre la Meseta Ibérica. Las series estratigráficas suelen ser más completas y más potentes cuanto más al S. ya que las zonas más profundas se situaban hacia el interior de la Cordillera. En las partes próximas a la Meseta son frecuentes las lagunas estratigráficas (períodos de tiempo no representados por sedimentos, que, o no se depositaron o fueron precozmente erosionados).

Los organismos más frecuentes que aparecen en la Zona Prebética son indicadores de este carácter somero y litoral. Abundan los foraminíferos bentónicos, las algas, los lamelibranquios, equinodermos, corales, etc. Igualmente abundan estructuras sedimentarias indicativas de emergencia: grietas de desecación etc.

La Zona Prebética no aflora en la provincia de Cádiz.

2. — La Zona Subbética.

Aunque en la actualidad la Zona Subbética o Subbético es un conjunto estructurado en mantos de corrimiento que cabalga al Prebético, se sabe que representa la continuación paleogeográfica de éste hacia el interior de la cuenca. Posee series estratigráficas bastante completas, con escasas lagunas estratigráficas y con predominio de sedimentos pelágicos, esto es, con rasgos o *facies* que indican que la sedimentación se produjo en un mar alejado de la costa y, a veces, profundo. Los fósiles que se encuentran en sus sedimentos corresponden principalmente a organismos planctónicos y nectónicos entre los que cabe destacar a los ammonoideos (durante el Jurásico y Cretácico) a los foraminíferos planctónicos (durante el Cretácico superior o terciario) y a los radiolarios.

Sin embargo, la Zona Subbética, lejos de ser estratigráficamente homogénea, presenta notables variaciones en los sedimentos de igual edad de unas zonas a otras. En efecto, mientras que el Trías y el Lías inferior poseen unas características bastante homogéneas a lo largo de toda la Zona Subbética, las series estratigráficas a partir del Lías medio presentan notables variaciones litológicas y sedimentológicas que evidencian que el depósito aconteció en dominios paleogeográficos bastante diferentes. Tres zonas de sedimentación o dominios paleogeográficos diferentes pueden establecerse, y un cuarto, situado originalmente en posición más externa que los anteriores que presenta caracteres transicionales (intermedios) entre el Prebético y el Subbético y que demuestra la continuidad original durante la sedimentación entre los dos conjuntos principales de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Estos dominios se denominan de N. a S.: Unidades Intermedias, Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno o Penibético. De ellos tan solo los dos últimos están representados en la provincia de Cádiz.

a) Las Unidades Intermedias

Son un conjunto complejo de unidades tectónicas (mantos de corrimientos) que cabalgan a los sectores meridionales de la Zona Prebética y son cabalgados por los mantos frontales de la Zona Subbética, los cuales incluyen materiales depositados en el dominio paleogeográfico Subbético Externo. Las Unidades Intermedias presentan características estratigráficas transicionales entre el Prebético y el Subbético: *en conjunto las series estratigráficas recuerdan más a las del Subbético pero presentan esporádicas intercalaciones de materiales de procedencia Prebética*, lo que demuestra su proximidad a esta zona. En el ambiente de depósito de estas unidades fue donde se produjo la principal acumulación de sedimentos de la Cordillera, ya que en algunos sectores el espesor de los sedimentos mesozoicos ha superado los 6 Km. En su conjunto, durante el Mesozoico, el dominio de las unidades intermedias constituyó una zona de talud y de cuenca relativamente profunda que bordeaba por el S. a la plataforma marina ocupada por los materiales prebéticos.

b) El Subbético Externo

A este dominio paleogeográfico se asignan una serie de unidades tectónicas que cabalgan a las Unidades Intermedias o cuando éstas no existen, al Prebético. Estas unidades se caracterizan por presentar un Jurásico enteramente calizo cuyas características sedimentarias indican que la sedimentación tuvo lugar a partir del Lías medio en un ambiente pelágico pero menos profundo que el surco de las Unidades Intermedias. Igualmente el espesor de sedimentos acumulados ha sido mucho menor.

El Subbético Externo fue una zona de poca profundidad o de umbral pelágico durante el Jurásico. Aunque el Cretácico presenta algunas peculiaridades debido a su relativa proximidad a la Zona Prebética, en conjunto es bastante parecido al del resto de la Zona Subbética.

c) Subbético Medio

También denominado Subbético margoso o Subbético s.s., es el más extenso y continuo de los dominios paleogeográficos subbéticos. Comprende varias unidades tectónicas que constituyen mantos de corri-

miento que cabalgan al Subbético Externo. En la provincia de Cádiz está bien representado y a él pertenecen los afloramientos subbéticos situados al N. del Corredor del Boyar y W. de Ubrique, es decir: las Sierras del Pinar, Zafalgar, Labradillo y Silla en la Sierra Gaditana, y las Sierras de las Cabras, de la Sal y del Valle, además de otros numerosos afloramientos dispersos por el norte de la provincia, sobre todo triásicos.

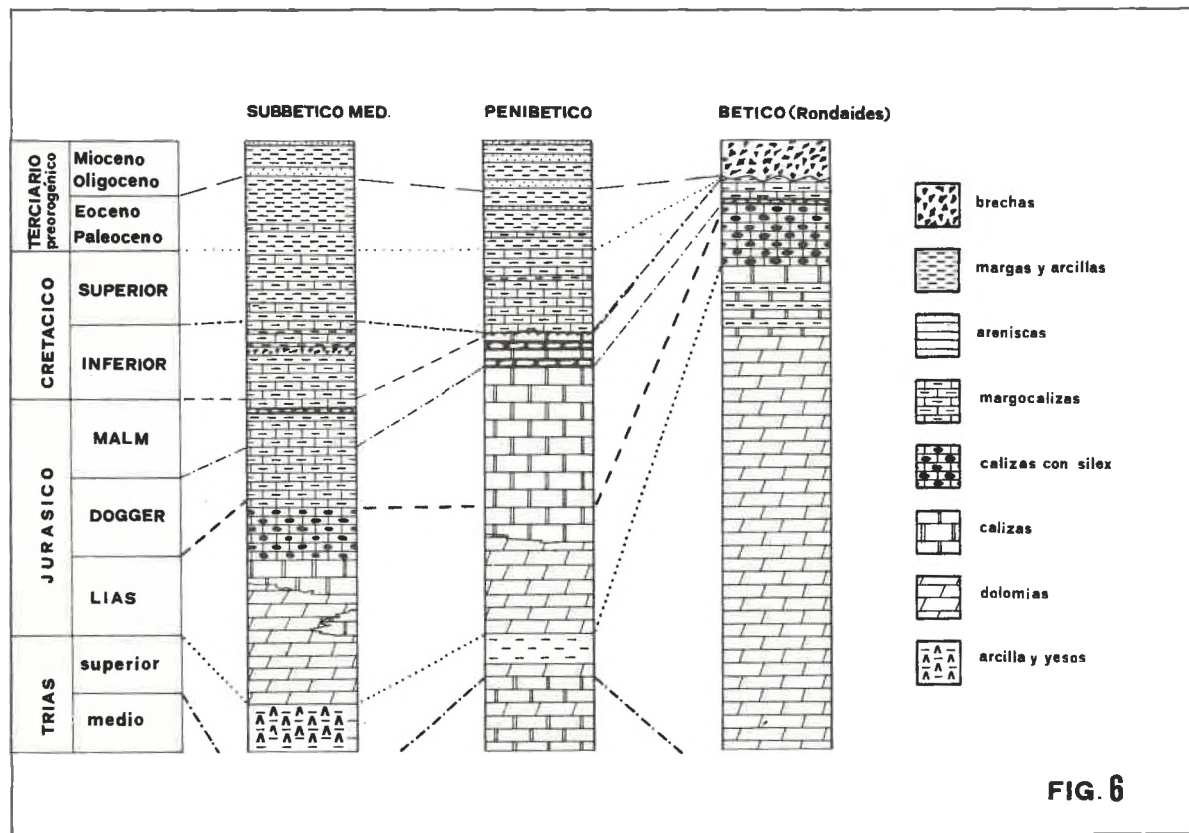
Aunque subsisten algunas dudas razonables parece que, en el sector occidental de la Cordillera Bética, el Subbético medio presenta una estructura interna caótica: los afloramientos jurásicos y cretácicos parecen estar rotos y deslizados sobre el Trías arcilloso y yesífero subyacente. Todo el conjunto, por otra parte, se ha deslizado sobre unas margas del Mioceno inferior y medio y encima discordantemente, presenta más margas similares de igual edad. Son las *moronitas o albarizas*, rocas arcilloso-margosas con abundantes foraminíferos planctónicos, diatomeas y restos de esponjas típicas de la depresión del Guadalquivir en la cual se depositaron. Permiten datar la edad de los corrimientos subbéticos ya que se encuentran, tanto pinzados por las superficies de corrimiento como descansando sobre las unidades alóctonas sobre las cuales se depositaban mientras ocurrían los deslizamientos. Estos acaecieron a lo largo del Mioceno inferior y medio y finalizaron definitivamente a comienzos del Mioceno superior.

La serie estratigráfica del Subbético Medio merece una especial atención. De abajo arriba se tiene (Fig. 6):

— *Trías*: Aflora extensamente por toda la provincia de Cádiz, aunque por su carácter caótico es difícil realizar en él una estratigrafía detallada. Está formado por arcillas de colores abigarrados, rojos y verdes, con esporádicos niveles de yesos, dolomías y areniscas. Igualmente contiene masas irregulares de rocas verdes de origen subvolcánico. Su potencia original es difícil de establecer.

— *Jurásico*: El Lías inferior está constituido por dolomías que en la Sierra del Pinar alcanzan un notable espesor (200 m.). Sobre ellas suelen aparecer más calizas blancas que se depositaron en un ambiente de plataforma carbonatada somera.

A partir del Lías medio la sedimentación cambia netamente y las calizas son reemplazadas por margas, margo calizas y calizas con sílex que contienen organismos planctónicos entre los que cabe citar especial-



mente a los ammonites. En estas facies margosas está representado el Lías superior, el Dogger y el Malm. Su espesor sobrepasa los 400 m. Son depósitos propios de un ambiente tranquilo, alejado de la costa y profundo. La plataforma carbonatada ha pasado a ser un surco profundo en el cual se depositan sedimentos margosos a partir del Lías medio. En regiones más orientales existen intercalaciones de rocas volcánicas submarinas.

— *Cretácico*: Comienza con margas y margo calizas de colores claros que contienen ammonites. Esporádicamente existen niveles de brechas submarinas lo que indica que el fondo de la cuenca comenzaba a ser inestable. En el Cretácico superior la sedimentación continua siendo de margas y margocalizas, esta vez de colores rosados por lo que han sido denominadas «*capas rojas*» por numerosos autores, y contienen abundantes foraminíferos planctónicos. Durante el Cretácico la sedimentación continúa siendo de características pelágicas, profundas y alejadas de la costa.

— *Terciario*: Es de características similares al Cretácico subyacente, es decir la sedimentación de las «*capas rojas*» continúa. Pero a partir del Eoceno superior comienzan a existir intercalaciones de areniscas que se hacen progresivamente más importantes. La sedimentación finaliza en el Mioceno inferior.

d) Subbético Interno o Penibético

Está bien representado en la Sierra Gaditana. A este dominio pertenecen los relieves situados al S. del corredor del Boyar y al W. de Ubrique. Buena parte de la Serranía de Ronda pertenece a este dominio que agrupa a un conjunto de materiales fuertemente plegados y esencialmente calizos, por lo que contrastan netamente con los materiales del Subbético Medio. En su serie estratigráfica se puede distinguir:

— *Trías*: Aflora en pocos puntos. Tan solo está bien representado en los alrededores de Ronda. A diferencia del Subbético Medio, en el Trías del Penibético pueden distinguirse dos grandes conjuntos: uno inferior carbonatado del Trías medio que puede superar los 200 m. de espesor y uno superior del Trías superior arcilloso-yesífero mucho menos desarrollado que en el Subbético Medio, de apenas 50 m. de espesor máximo.

El Trías, en su conjunto es un depósito de un ambiente marino somero, localmente hipersalino, que permite el depósito de los yesos.

— *Jurásico*: Al igual que sucedía en el Subbético Externo, el Jurásico del Penibético es enteramente calizo. Dentro de él cabe distinguir un conjunto inferior de edad Lías y Dogger, enteramente formado por calizas blancas oolíticas, en la base por dolomías, bastante parecidas al paquete carbonatado basal del Jurásico del Subbético Medio y al igual que éste se trata de un depósito de plataforma carbonatada somera y agitada. En la parte superior entre las calizas blancas oolíticas aparecen algunas intercalaciones de calizas nodulosas rojas que contienen abundantes ammonites del Malm, lo que permite reconocer la adquisición de un carácter netamente pelágico: estas calizas se depositaron, al igual que sus equivalentes del Subbético Externo, en una zona de umbral o alto fondo pelágico.

— *Cretácico y Terciario*: El carácter de umbral del dominio paleogeográfico, ya iniciado en el Jurásico superior, se mantiene durante el Cretácico inferior. Es posible que durante esta época el dominio emergiera parcialmente del fondo del mar ya que en su porción occidental, la representada en la provincia de Cádiz, faltan los materiales del Cretácico inferior, a la vez que se forma una superficie erosiva irregular a techo de las calizas jurásicas. Posteriormente la sedimentación se reanuda con el depósito de las «capas rojas» del Cretácico superior, de características parecidas a sus equivalentes del Subbético Medio, lo cual implica la desaparición durante esta época del umbral previamente existente. El terciario presenta características parecidas a las del Subbético Medio, y al igual que en éste la sedimentación acaba en el Mioceno Inferior. (Ver figura 6).

3. — La evolución paleogeográfica de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

De lo hasta ahora expuesto pueden extraerse las siguientes conclusiones: (figs. 7 y 8)

a) Durante el Trías la sedimentación fue notablemente uniforme en toda el área ocupada por las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Se depositaron arcillas rojas en un ambiente marino muy somero o incluso litoral, hipersalino (lo que da lugar a los yesos), y en un clima árido. Ha-

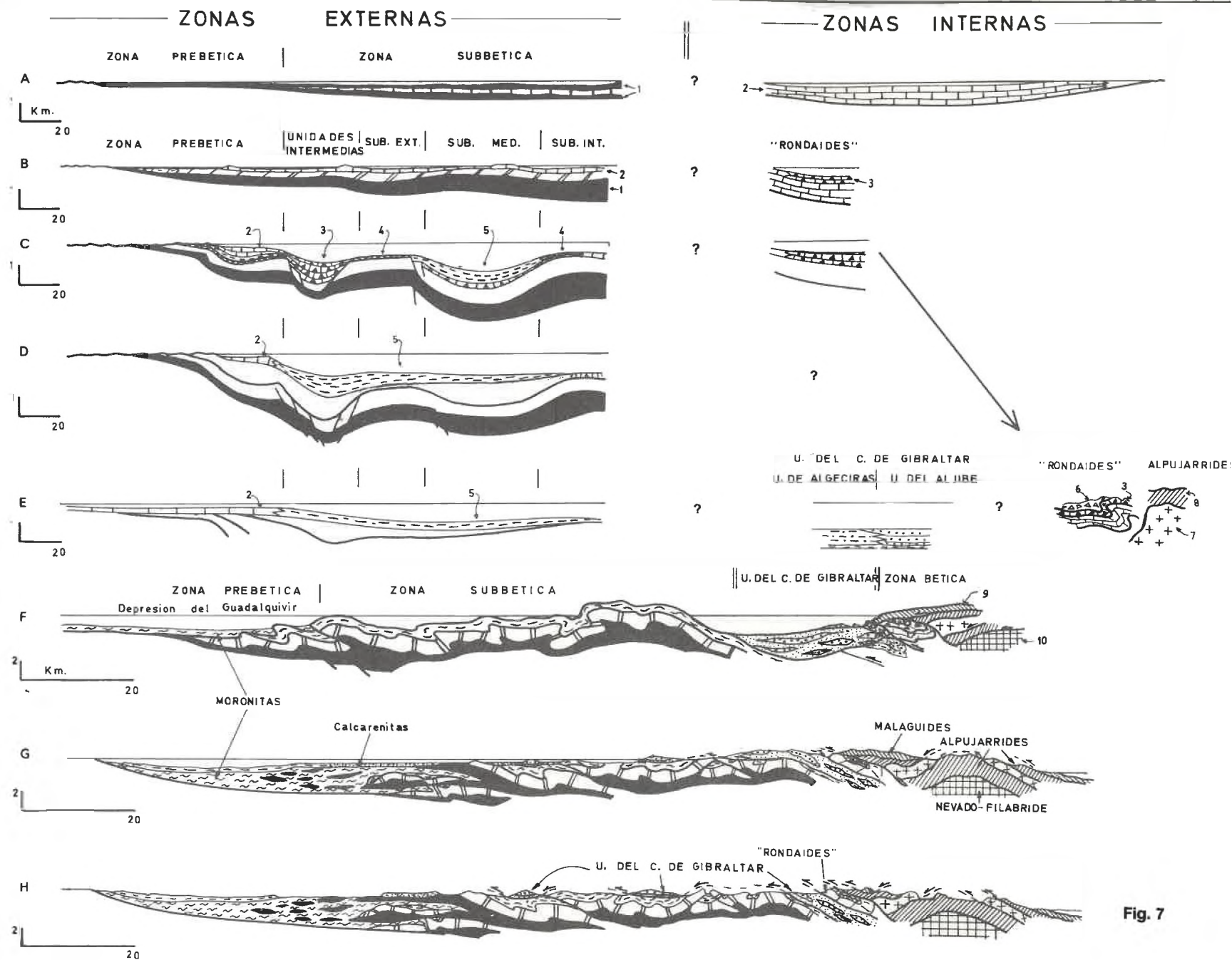


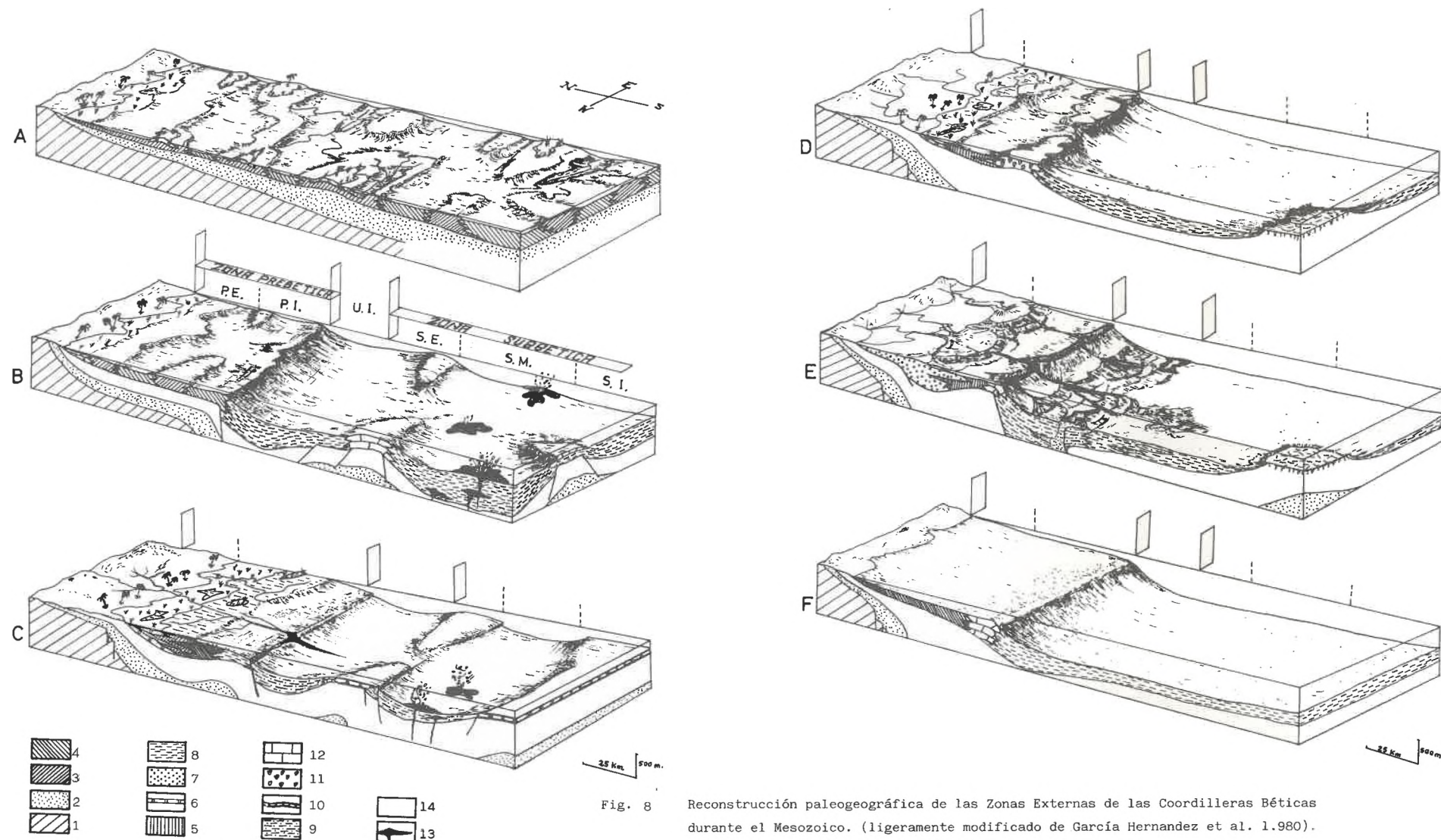
Fig. 7

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y OROGENICA DE LA CORDILLERA BETICA.

A: Trias. B: Lias inferior y medio. C: Lias superior, Dogger y Malm. D: Cretácico inferior. E: Cretácico superior, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno.

F: Mioceno inferior. G: Mioceno superior. H: Actual.

1: Arcillas y yesos (continental). 2: Calizas y dolomías (plataforma somera). 3: Calizas con sílex (pelágico). 4: Calizas nodulosas (altofondo pelágico). 5: Margas y margocalizas (cuenca pelágica profunda). 6: Brechas (continental). 7 y 8: Complejo Alpujárride. 7: Peridotitas. 8: Rocas metamórficas.



A.- Lias inferior, B.- Lias medio y superior. C.- Dogger-Malm. D.- Cretácico inferior. E.- Cretácico "medio". F.- Cretácico superior.

1.- Basamento paleozóico. 2.- Arcillas y yesos. Hacia las zonas internas también rocas carbonatadas. 3.- Carbonatos de llanura de mareas (zona intermareal). 4.- Carbonatos de plataforma somera. 5.- Carbonatos de plataforma restringida. 6.- Carbonatos continentales y fluvio-marinos (marismas). 7.- Arenas y arcillas de procedencia continental. 8.- Margas y margocalizas pelágicas. 9.- Margas pelágicas y turbiditas. 10.- Calizas nodulosas de umbral pelágico. 11.- Calizas arrecifales. 12.- Areniscas calcáreas bioclásticas. 13.- Rocas volcánicas submarinas y subvolcánicas. 14.- Sedimentos previamente depositados en cada caso.

cia el Sur, en los sectores más internos (Penibético) se dejan sentir las influencias más claramente marinas, que dan lugar a depósitos carbonatados importantes (fig.-7A)

b) Durante el Lías inferior se implanta una extensa plataforma carbonatada somera y agitada en la que se depositan calizas en general blancas con abundantes organismos bentónicos y algas. Esta plataforma sería análoga a la que actualmente existe en las Bahamas, Florida o el Golfo Pérsico (figs. 7B, 8A).

c) En el Lías medio (hace 180 millones de años) acontece un cambio radical: en la Zona Subbética se implantan las facies pelágicas mientras que las facies someras de plataforma persisten sólo en la Zona Prebética. Esta pelagización se debió a la fragmentación de la plataforma carbonatada lo que dio lugar a un conjunto de bloques de diferentes subsidencia a favor de los cuales se originan surcos profundos con sedimentación margosa y potente (Unidades Intermedias y Subbético Medio) y umbrales con sedimentación de calizas pelágicas de poco espesor (Subbético Externo y Penibético). (Figs. 7C, 8B y 8C).

d) Tal situación persiste durante el resto del Jurásico y en el Penibético continua hasta el final del Cretácico inferior (figs. 7D, 8D y 8E).

e) En el Cretácico superior se homogeniza la sedimentación: las facies de plataforma se restringen a la Zona Prebética y las facies pelágicas a la Zona Subbética. (Figs. 7E, y 8F).

f) Durante el terciario persisten unas condiciones similares aunque hacia el Oligoceno aparecen sedimentos detríticos.

III-3.— LAS UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR

Desde el punto de vista tectónico estas unidades se sitúan en posición intermedia entre el Subbético (al que cabalgan) y la Zona Bética, (que las cabalga). Desde el punto de vista estratigráfico se caracterizan por estar constituídas predominantemente por rocas detríticas marinas profundas de edad comprendida principalmente entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior. Ocupan la mayor parte de la provincia de Cádiz especialmente el Campo de Gibraltar que es donde mejor se encuentran representadas. Su estructura es muy compleja pero dos unidades son esencialmente importantes: las de Algeciras y la del Aljibe.

1. — Unidad de Algeciras

Aflora extensamente en una banda cercana al contacto con las Zonas Internas (Zona Bética) entre Algeciras y Ronda, en una serie de afloramientos dispersos. Los más extensos se ubican en las inmediaciones del Estrecho de Gibraltar. Siempre aparecen muy tectónizados, afectados por pliegues muy apretados, y son frecuentes las inversiones de los estratos. Desde el punto de vista estratigráfico se pueden distinguir cuatro conjuntos.

a) *Cretácico superior*. Constituidos por margas blancas en la base y arcillas rosadas que intercalan episodios esporádicos de areniscas y brechas.

b) *Paleoceno-Eoceno*. Formados por margas versicolores, calizas detríticas, conglomerados y margas rojas.

c) *Eoceno superior-Oligoceno inferior*. Es un paquete bastante característico integrado por arcillas y margas rojas alternantes en estratos decimétricos con areniscas calcáreas.

d) *Oligoceno-Mioceno inferior*. Es el término más característico y potente de la serie (puede alcanzar 1000 m. de espesor), y está constituido por areniscas micáceas y margas.

2. — Unidad del Aljibe

Es la de mayor extensión areal de la provincia de Cádiz. Su estructura interna es compleja, con fuertes plegamientos, inversiones y fracturaciones, y ocupa una posición tectónica superior a todas las demás unidades. Desde el punto de vista estratigráfico está constituido por dos términos:

a) *Eoceno*: es un conjunto de arcillas con intercalaciones de areniscas calcáreas.

b) *Oligoceno-Mioceno inferior*: es el término más característico y el que está más extensamente representado. Se trata de la *arenisca del Aljibe*, arenisca cuarzosa muy pura, de color blanquecino o amarillento, estratificada en bancos muy gruesos que superan a veces la decena de metros de espesor. Es el constituyente principal y casi exclusivo de importantes relieves de la provincia de Cádiz como la Sierra del Aljibe, de donde toma el nombre, o las Sierras del Bujeo, del Cabrito, del Niño, de Ojén, de Montecoche y otros muchos relieves del Campo de Gibraltar.

3. — Estructuración del Complejo de Unidades del Campo de Gibraltar

La mayor parte de las rocas que constituyen tanto la Unidad del Aljibe como la de Algeciras, como otras definidas en el Complejo de Unidades del Campo de Gibraltar y que no han sido citadas explícitamente, se han depositado en ambientes submarinos profundos, quizás oceánicos. Por sus características estratigráficas (predominio de las rocas detríticas, estratificación rítmica, escasez de fósiles, etc.) se dice que poseen unas facies «flysch», esto es que presentan características litológicas que indican que el depósito aconteció en un ambiente tectónicamente inestable en el cual comienzan a dejarse sentir los primeros efectos de la orogenia, y que finalmente será plegado y levantado. Esto sucede a partir del Mioceno inferior, época en la que cesa la sedimentación tanto en el Subbético como en cada una de las unidades del Campo de Gibraltar.

No obstante existe un término al que no se ha aludido hasta ahora. Se trata de unas arcillas rojas y verdes con intercalaciones episódicas de arenas y de brechas, y de aspecto esquistoso que han sido atribuidas a diversas unidades. Estas arcillas se encuentran tanto por debajo de las distintas unidades del Campo de Gibraltar como encima de ellas. Su edad es Mioceno inferior, pero inmediatamente posterior al final de la sedimentación en las distintas unidades consideradas. Es un depósito profundo, que se estaba depositando en el momento en que empezaron a originarse las primeras estructuras de manto de corrimiento en el seno del Complejo. Estas arcillas sirven para detectar el inicio de los deslizamientos en la cuenca profunda de las Unidades del Campo de Gibraltar deslizamientos que se producían mientras que la sedimentación continuaba, de ahí que tales arcillas se encuentren debajo y encima de cada unidad. El resultado final es que el Complejo de Unidades del Campo de Gibraltar viene a ser una gigantesca brecha cuyos cantos serían los fragmentos de cada una de las unidades independientemente consideradas, de dimensiones kilométricas, y que estarían embaladas en una matriz de arcillas escamosas rojas y verdes.

III-4. — LAS ZONAS INTERNAS O ZONA BETICA

En la provincia de Cádiz no afloran, pero sí en sus proximidades, entre Ronda y Estepona. Merece la pena hacer una breve mención de ellas

al objeto de completar la visión general de la Cordillera. Algunos de los rasgos característicos de la Zona Bética con respecto a las Zonas Externas son los siguientes:

- Presentan localmente materiales paleozoicos que han sido deformados conjuntamente con la cobertera mesozoica y terciaria.
- Están afectadas por un metamorfismo de edad alpina.
- El Trías, a diferencia de lo que ocurre en las Zonas Externas es enteramente carbonatado.
- El resto del Mesozoico y Terciario o no existen o son de espesor muy reducido, con frecuentes lagunas estratigráficas.
- La estructura en mantos de corrimiento alcanza su desarrollo más notable en esta zona. Tres grupos de mantos de corrimiento principales pueden establecerse (Nevado - Filábrides, Alpujárrides y Maláguides) y un cuarto cuya atribución ha sido discutida y para el que existen denominaciones diversas («Rondaides» o «Dorsal Bética»).

1. — El Complejo Nevado - Filábride

Es el situado en posición tectónica más profunda. Está constituido exclusivamente por rocas metamórficas de edad predominantemente paleozoica aunque existen otras atribuidas al Trías.

Durante el metamorfismo sus materiales llegaron a sufrir presiones altísimas (del orden de 10 kilobares) y temperaturas medianas (de hasta 500° C).

Aflora en Sierra Nevada y la Sierra de los Filabres y se extiende hacia el E hasta la región de Cartagena. En el sector occidental de la Cordillera no aflora y es posible que no esté representado en profundidad.

2. — El Complejo Alpujárride

Está integrado por varios mantos de corrimiento superpuestos entre sí. En conjunto a su vez constituye un gran manto de corrimiento que cabalga al Complejo Nevado - Filábride y es cabalgado por el Complejo Maláguide, que ocupa la posición tectónica superior. Puede decirse que los mantos Alpujárrides ocupan una posición intermedia en la pila de mantos que forma la Zona Bética.

Desde un punto de vista estratigráfico está constituido por un potente zócalo paleozoico, siempre metamórfico y una cobertera triásica en-

teramente carbonatada que llega a superar los dos kilómetros de espesor en algunos mantos. Materiales jurásicos y cretácicos no han sido detectados claramente hasta ahora en los Alpujárrides. El Trías, donde no ha sido metamorfozido, contiene fósiles (algas, corales, lamelibranquios, esponjas arrecifales, foraminíferos bentónicos etc.) y facies sedimentarias que permiten deducir que el depósito tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada somera, a veces árida, fótica, en la que proliferaban los organismos citados.

El metamorfismo que ha afectado a parte del complejo Alpujárride ha sido de características diferentes de las del Nevado — Filábride. En conjunto ha sido de presión algo más baja y sobre todo de temperatura más elevada habiéndose llegado en algunos puntos a alcanzar la fusión parcial. Las dataciones radiométricas efectuadas indican que el metamorfismo tuvo lugar desde el Cretácico superior hasta el tránsito Oligoceno-Mioceno.

Un conjunto de rocas ígneas de gran extensión y peculiaridad está ligado al Complejo Alpujárride. Son unas rocas ultrabásicas, esto es, muy pobres su sílice (SiO_2) y muy ricas en minerales ferromagnesianos, denominadas *peridotitas*. Estudios muy diversos han permitido constatar que la composición química del manto superior es muy similar a la de estas rocas que, por otra parte, no se han podido formar cerca de la superficie. Estas rocas, que forman las sierras: Real, Bermeja, de Ojén y de las Aguas, en la provincia de Málaga y que presentan colores rojizos en superficie de alteración y verdes oscuras a casi negras en corte fresco, proceden del manto superior situado en una profundidad del orden de los 120 Km., donde se encuentran sometidas a una temperatura próxima a los 1500°C incipientemente fundidas (astenosfera). Del manto superior fueron arrancadas a consecuencia de los esfuerzos orogénicos y transportadas hasta la superficie. En el transcurso de este ascenso fueron perdiendo calor y transmitiéndoselo a las rocas adyacentes que, consecuentemente fueron intensamente metamorfozadas.

3. — El Complejo Maláguide

Ocupa la posición tectónica superior en la pila de mantos de las Zonas Internas y están constituídos estratigráficamente por un potente zócalo paleozoico, poco o nada metamórfico, que ha suministrado escasos

fósiles del Silúrico, Devónico y Carbonífero, y una cobertera mesozoica y terciaria de escaso espesor que presenta facies continentales en el Trías inferior, facies de plataforma carbonatada somera en el Trías superior y Lías inferior y facies pelágicas a partir del Lías medio. Las lagunas estratigráficas son frecuentes, lo que permite suponer que el Maláguide se depositó en un dominio tectónicamente inestable posiblemente cercano a la emersión, aunque en condiciones pelágicas.

4. — «Rondaides» o «Dorsal Bética»

Bajo estos términos se agrupa a un conjunto de unidades tectónicas de estructura interna muy compleja, que cabalga a las Unidades del Campo de Gibraltar y que está ubicado en el borde externo de las Zonas Internas, por las cuales son cabalgadas.

Estratigráficamente están formadas por materiales mesozoicos y terciarios. El Trías recuerda al de las Zonas Internas, ya que es predominantemente carbonatado. El resto del Mesozoico y Terciario son peculiares pero recuerdan en parte al del Subbético más interno, en parte al del Maláguide. Localmente pueden estar algo metamorizadas.

Debido a estas peculiaridades unos autores las han incluido en las Zonas Externas y otros en las Internas. En la actualidad parece claro que pertenecen a estas últimas aunque la asignación a uno de los tres grandes complejos es difícil. Por esa razón se han considerado aparte. (Ver fig. 6).

III-5. — LOS TERRENOS POSTOROGENICOS.

LA DEPRESION DEL GUADALQUIVIR

Se denominan «postorogénicos» a todos aquellos materiales depositados después de las fases de deformación principales que estructuran definitivamente la Cordillera. Son, pues, posteriores a los grandes mantos de corrimiento y se depositan discordantemente sobre materiales de diversa litología y edad. Se encuentran dispersos por toda la Cordillera Bética sobre diversas unidades tanto de las Zonas Internas como de las Externas, pero donde afloran con mayor extensión es en la Depresión del Guadalquivir, de la que constituyen el relleno principal.

A partir de datos de sondeos petrolíferos se sabe que bajo el relleno de la Depresión del Guadalquivir aparecen, bien los terrenos paleozoicos

de la Meseta, o bien materiales mesozoicos sin plegar que recuerdan a los de las partes más externas del Prebético. El relleno, por su parte, comienza con materiales margosos ricos en foraminíferos planctónicos (moronitas), es decir, marinos pelágicos profundos, de edad Mioceno inferior que continúan con características similares durante el Mioceno medio y parte del superior. (Figs. 7F y 7G).

Hacia el Sur, no obstante, sobre los materiales del Mioceno inferior aparecen intercalaciones, progresivamente más importantes, de materiales alóctonos mesozoicos y terciarios: se trata de los primeros frentes de los mantos de corrimiento de la Cordillera Bética, que se deslizaron hacia el N. sobre el surco recién creado. Mientras duran los deslizamientos, la sedimentación autóctona es profundamente disturbada en la mayor parte de la depresión, sobre todo la meridional, pero los sedimentos mantienen características parecidas. Estas margas pelágicas, *las moronistas*, son de importancia capital para datar las grandes etapas de deformación en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

Durante el Mioceno superior en la depresión continúa la sedimentación margosa marina profunda, mientras que sobre los mantos deslizados, que han elevado lógicamente el fondo marino, los sedimentos, pasan a ser areniscas calcáreas bioclásticas que presentan características propias de un ambiente más somero, que emergía progresivamente hacia el Sur, donde se situaban los primeros relieves de la Cordillera recién creada, en una posición equivalente a la de los relieves principales actuales, y que comenzaban a erosionarse rápidamente. (Fig. 7G).

A lo largo del Mioceno terminal y del Plioceno el mar se retira progresivamente hacia las costas actuales. Durante el Plioceno se deja sentir más fuertemente la erosión, lo que indica que los relieves están emergiendo rápidamente, y se forman depósitos continentales importantes cerca de Sierra Nevada, y depósitos marinos de ambiente litoral en la provincia de Cádiz (piedra ostionera). (Fig. 7H).

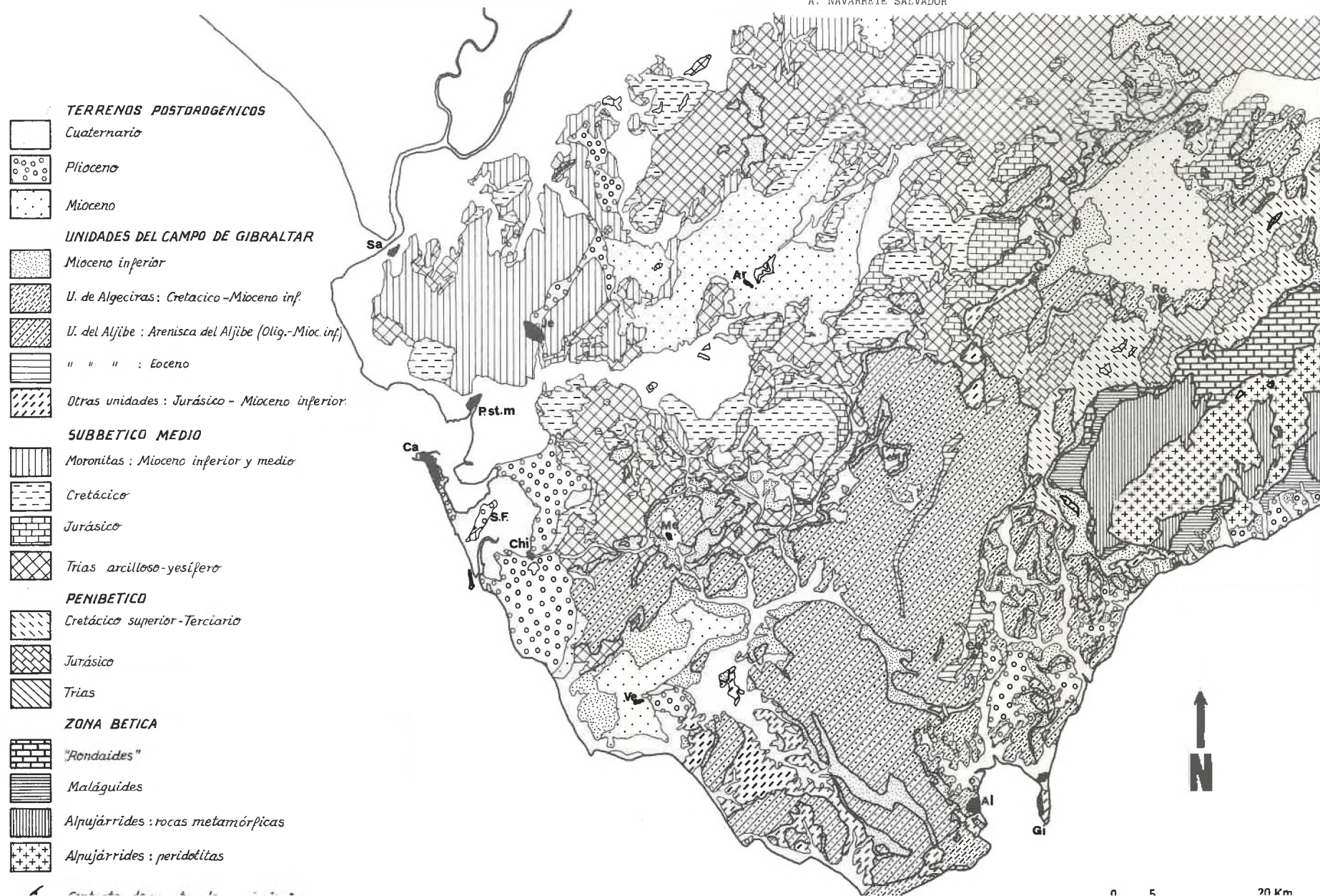
El proceso regresivo continúa a lo largo del Cuaternario, época en la que se acumulan importantísimas cantidades de sedimentos arrastrados por los ríos Guadalquivir y Guadalete en sus desembocaduras y que son intensamente re TRABAJADAS por el mar. La costa suroeste de España va adquiriendo de esta forma, progresivamente su morfología actual.

MAPA GEOLOGICO DE LA PROVINCIA DE CADIZ

SEGUN DATOS DE :

GAVALA Y LABORDE (1.924), DÖRR (1.967), HOPPE (1.968), CHAUVF (1.938), DIDON (1.969), VIGUIER (1.974), PENDON (1.977), BOURGOIS (1.978), además de los mapas geológicos a escala 1: 200.000, hojas nº 80-81 (Ayamonte-Huelva), nº 82 (Morón de la Frontera), nº 86 (Cádiz) y nº 87 (Algeciras), publicados por el I.G.M.E.

ELABORADO POR : J. M. GUTIERREZ-MAS
A. MARTIN-ALGARRA
A. NAVARRETE SALVADOR



IV

ITINERARIO N° 1

MORFOLOGIA Y DINAMICA LITORAL

I. — Introducción:

A lo largo del itinerario se pretende cubrir los siguientes objetivos:

— Reconocer y observar la morfología litoral y analizar los procesos de erosión, transporte y sedimentación costeros.

— Determinar la génesis de las distintas formas y estructuras observadas.

— Reconocimiento de materiales: su litología, génesis y estructura, así como su relación con el modelado costero.

— Discusión de la evolución costera teniendo en cuenta, la morfología litoral y la tectónica.

— Aportar datos sobre el origen y evolución de la Bahía e Islas de Cádiz.

— Para la realización del itinerario es necesario tener en cuenta el horario de mareas y si es posible disponer de los mapas topográficos (escala 1: 100.000) de Cádiz, Vejer y Algeciras, así como fotografías aéreas del litoral W. gaditano.

II. — Situación Geográfica

El itinerario se va a realizar en la costa oeste de la Provincia de Cádiz, en la zona comprendida entre la Bahía gaditana y Punta Paloma (Ensenada de Bolonia), ver figura 10.

III. — Situación Geológica

El ámbito geológico en que se va a desarrollar el recorrido correspon-

de al dominio más occidental de las Cordilleras Béticas y discurre por una serie de materiales que los podremos englobar en dos grandes grupos: (ver figura 11)

A) **Materiales Preorogénicos:** Unidades del Campo de Gibraltar; constituidos por materiales flyschoides (areniscas calcáreas, margas y arcillas), de edad comprendida entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior (Burdigaliense), que se encuentran intensamente deformadas por la tectónica Alpina.

B) **Materiales Postorogénicos:** Constituidos por areniscas calcáreas, arenas, arcillas y margas principalmente, de edad Mioceno superior hasta la actualidad. Se encuentran relativamente poco deformados por la Orogénia Alpina.

IV.—Itinerario

— Salida de Cádiz.

— **1.ª Parada:** Playa La Barrosa -Sancti Petri. (carretera Chiclana -La Barrosa Km. 6'5 Bar Los Drogos). Observaciones en la playa y acantilado en el recorrido desde La Barrosa a Sancti Petri por el litoral. Observaciones en Sancti Petri.

— **2.ª Parada:** Trafalgar. (carretera Vejer de la Frontera - Caños de Meca - Km. 13'5) Faro de Trafalgar. Observaciones en playa, acantilado; panorámica del litoral.

— **3.ª Parada:** Bolonia (desvío en el km. 69 carretera Cádiz -Algeciras). Localización de relieves en mapas topográficos, morfología costera, visita ruinas de Bolonia.

Síntesis y conclusiones sobre evolución litoral.

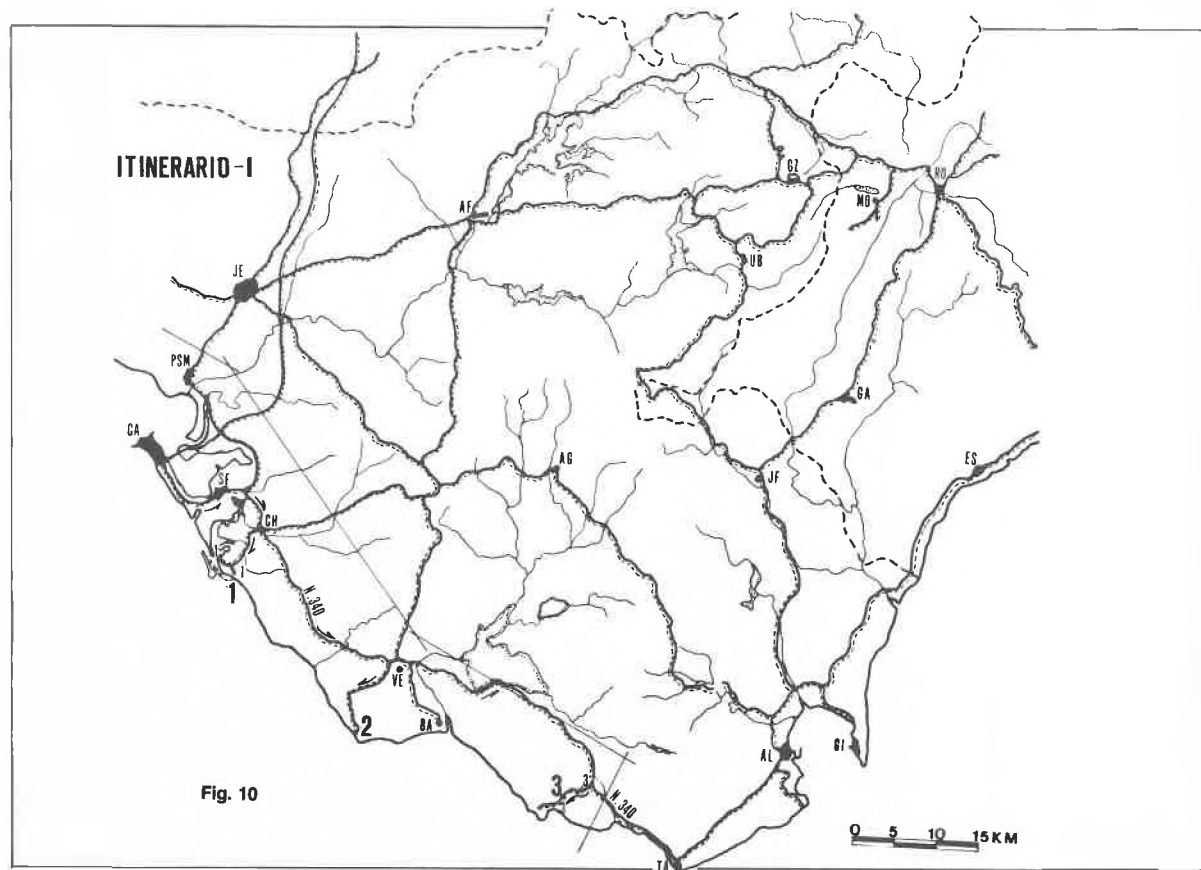
V.— Desarrollo del Itinerario

1.ª Parada.- LA BARROSA - SANCTI PETRI.

A) Cuestionario de observaciones:

1.º.—Localizar en el mapa y en la foto aérea, el punto donde nos encontramos, e identificar las formas costeras que se observan.

Parte primera, recorrido a lo largo del acantilado en dirección Sancti Petri.



2.º. — ¿Qué materiales constituyen el acantilado?, observar su litología y contenido fósil.

3.º. — Observar la base del acantilado y los bloques situados delante de él; deducir su origen.

4.º. — En esta zona la acción de los vientos es muy importante; ¿se reconocen algunas formas de erosión eólica?, ¿en qué dirección adquieren mayor desarrollo?

5.º. — Delante del acantilado existe una zona arrasada que queda cubierta intermitentemente por las mareas; observarla y reconocer los materiales (litología, disposición), relacionarla con el acantilado y reconstruir su evolución.

6.º. — ¿Existen formas típicas de erosión sobre la plataforma de abrasión? ¿Cómo se forman y evolucionan? ¿Son exclusivas de este ambiente?

7.º. — Determinar la dirección y buzamiento de los materiales. ¿Qué influencia tienen en el perfil del acantilado? Realizar un corte donde se observen: el acantilado, la plataforma y la disposición de los estratos.

8.º. — ¿Existen depósitos costeros actuales?, ¿cuáles son?, ¿dónde están?, ¿de dónde proceden?

9.º. — Sobre la arena mojada ¿se observan algunas estructuras significativas?, ¿cómo se han formado?, ¿qué indican?

10.º. — ¿Existen variaciones litológicas entre los materiales que constituyen el acantilado?, ¿se refleja en la morfología?

11.º. — Señalar las superficies de separación entre los distintos materiales, comenzando de los más antiguos a los más modernos; ¿qué significan?, ¿cómo se interpreta cada una de ellas?

12.º. — ¿Existe continuidad lateral dentro de los estratos, en cuanto a su constitución, contenido fósil etc..., se refiere?

13.º. — ¿Se reconocen estructuras de ordenamiento interno que sean destacables dentro de los estratos? Citarlas.

14.º. — Atendiendo a las observaciones hechas sobre los materiales (litología, contenido fósil, estructuras internas, etc.), ¿se podría deducir el ambiente sedimentario en el que se formaron?

Parte segunda. Zona próxima anterior al espigón - Castillo de Sancti Petri.

15.º. — Observar el perfil costero que presenta esta zona y comparar-

lo con el de la zona precedente. ¿Qué acciones geológicas predominan en este sector? ¿Existen formas que lo evidencien?

16.º.—Observa las rizaduras que aparecen en la arena de la playa alta y de las dunas; ¿cómo se producen? ¿Recuerda las de la playa baja?

Parte tercera. Zona Castillo de Sancti Petri - Almadraza.

17.º.—Localiza en el mapa y en la foto aérea el punto donde nos encontramos.

18.º.—Atendiendo a la morfología litoral de esta zona estamos ante la presencia de un canal. ¿En qué dirección fluyen las aguas?, ¿de qué clase de accidente geográfico se trata?. Identificarlo en el mapa y seguir su curso.

19.º.—¿A través de qué materiales discurre el canal? Tómese muestra y compárese con sedimentos vistos anteriormente. Delimítense en el mapa. ¿Cuál puede ser el origen de estos depósitos?

20.º.—De entre estos sedimentos destaca un material emergido de distinta litología sobre el que se asienta la ciudad de San Fernando: identificarlo en el mapa e intentar reconstruir la forma de la costa e islas adyacentes antes de la deposición de estos materiales.

21.º.—¿Qué factores contribuyeron y contribuyen a la formación de la barra y flecha actual que se desarrolla en su extremo?

22.º.—Factores que condicionan el depósito en este ambiente sedimentario.

23.º.—Aprovechamiento actual de la zona de estero.

B) Conclusiones.-

Nos encontramos en una zona litoral donde se pueden observar formas típicas costeras, tales como playas y acantilados en retroceso con todas la características que les son propias.

Parte primera.- Al principio el recorrido discurre al pie de un acantilado del cual el término más bajo está formado por arenas y restos de organismos fósiles marinos, (fundamentalmente Lamelibranquios: Cardium, Pecten, Ostrea) muy clasificados, unidos por cemento calcáreo, areniscas conglomeráticas calcáreas bioclásticas (roca ostionera), que constituyen el muro aflorante de toda una serie de materiales de edad Pliocena que se observarán conforme se avance hacia el NW



Foto 1. Playa de la Barrosa, detalle del acantilado próximo a Sancti Petri.

Su potencia se estima en 80m., 50 emergidos y 30 bajo el agua (GAVALA 1958).

Estos materiales están constituidos fundamentalmente por arenas con mayor o menor contenido en restos fósiles que se presentan más o menos cementados por carbonato cálcico, dando lugar a estratos de mayor compacidad cuanto más calcárea es su composición. Estos lechos más resistentes a la erosión resaltan en el acantilado dando lugar en ocasiones a cornisas, algunas de las cuales han caído por efecto de la gravedad al ser erosionados los términos más blandos que les servían de base. (Ver foto 4).

Existen algunos cambios laterales dentro de los estratos sobre todo en cuanto a su contenido fósil se refiere, aumentando este extraordinariamente en algunos puntos, llegando a constituirse en auténticas lumacaquelas (material carbonatado constituido fundamentalmente por fragmentos de caparazones de organismos). Las superficies de separación entre ellos son netas y marcan un cambio en las condiciones de depósito, se puede decir que estos términos son concordantes.

Dentro de ellos se aprecian estratificaciones cruzadas. El conjunto de características litológicas, contenido fósil y estructuras sedimentarias internas, hace pensar que su depósito debió darse en un medio marino de plataforma próximo a la costa.

Por encima de los materiales descritos aparece un término arenisco rico en contenido arcilloso de color rojo de edad Pliocuatrnario; se trata de depósitos fluviomarinos ligados a la desembocadura del río Guadalete. Antes del depósito de este término los materiales pliocenos emergieron y sufrieron un proceso erosivo importante como lo demuestra la superficie irregular que separa a ambos conjuntos.

Estos materiales rojizos, debido a su contenido arcilloso, se comportan de forma distinta ante los agentes meteorizantes, dando lugar a la formación de cárcavas por la acción de las aguas de escorrentía superficial y a algunos deslizamientos.

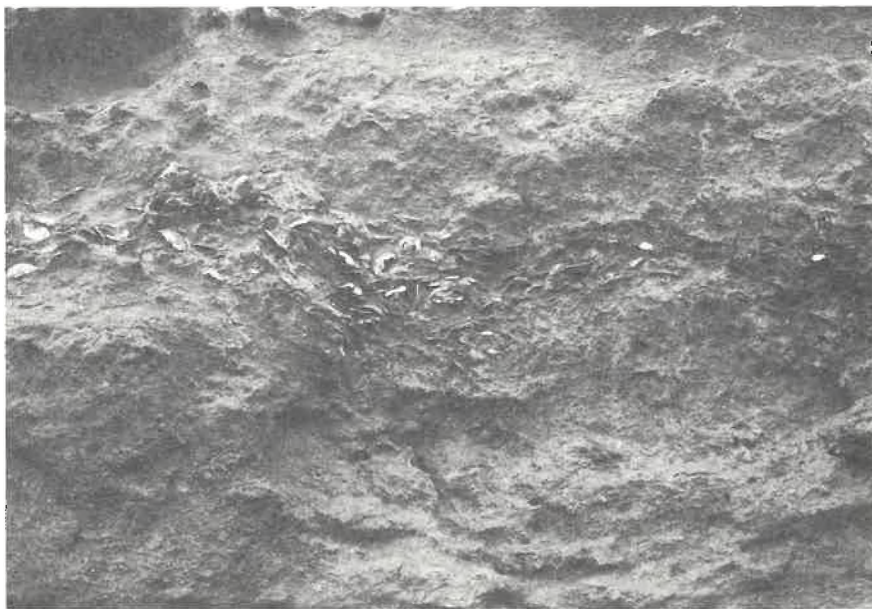


Foto 2. Detalle de los materiales de edad pliocena que forman parte del acantilado de la Barrosa.



Foto 3. La Barrosa. Aspecto del contacto entre los materiales pliocenos que forman la bade del acantilado, de origen marino, y las arenas arcillosas de color rojizo suprayacentes, de origen fluvio-marino.

Los bloques que aparecen al pie del acantilado proceden de este por efecto de la acción erosiva del oleaje en su base, socavándola y produciendo «cuevas», cuyos techos sufren desplomes; como consecuencia, el acantilado retrocede quedando los bloques al pie como restos de este.

A medida que el acantilado retrocede queda una superficie de arrasamiento, más o menos llana y ligeramente inclinada hacia el mar, que es invadida alternativamente por las mareas, las cuales marcan el nivel de la acción erosiva del oleaje; esta superficie recibe el nombre de «**PLATAFORMA DE ABRASION**» o «*rasa*» y lógicamente conserva las mismas características estructurales (dirección y buzamiento) que las observadas en el talud del acantilado.

En la plataforma destacan los restos de los materiales más resistentes a la erosión, y sobre ellos se han desarrollado formas erosivas circulares de distintos tamaños, son los pilancones o marmitas de gigante

(*pocetas*), siendo las de mayor tamaño consecuencia de la unión de varias menores, producto de la erosión rotatoria y de los remolinos de agua ligado al oleaje y a las corrientes de marea, siendo semejantes a las que aparecen en los lechos fluviales rocosos.

Es muy frecuente encontrar sobre la pared del acantilado y sobre los bloques caídos, formas alveolares producidas por la acción erosiva del viento cargado de partículas de arena procedentes de la playa, sobre materiales disgregables. Estas formas adquieren mayor desarrollo en las caras de los bloques orientados a barlovento.

Los materiales que constituyen el acantilado presentan una dirección aproximada N. 30° E. y buzamiento 15° NW.; esta subhorizontalidad contribuye a que el escarpe del acantilado sea vertical, y a que conforme avanzamos en dirección NW. vayamos encontrando sucesivamente a nuestro alcance los términos superiores de la serie, que aparecen topográficamente más bajos debido al buzamiento.



Foto 4. La Barrosa. Aspecto de la erosión diferencial en los materiales que constituyen el acantilado.

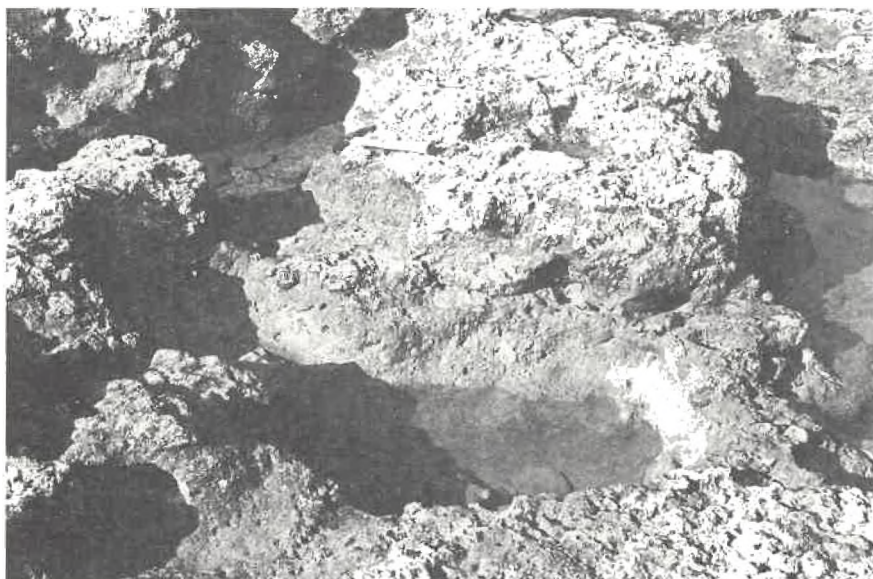


Foto 5. La Barrosa. Detalle de los pilancones o marmitas de gigante formadas en la plataforma de abrasión.



Foto 6. Playa de la Barrosa. Ripples-marks, detalle.

MAPA GEOLOGICO DEL W. DE LA PROVINCIA DE CADIZ

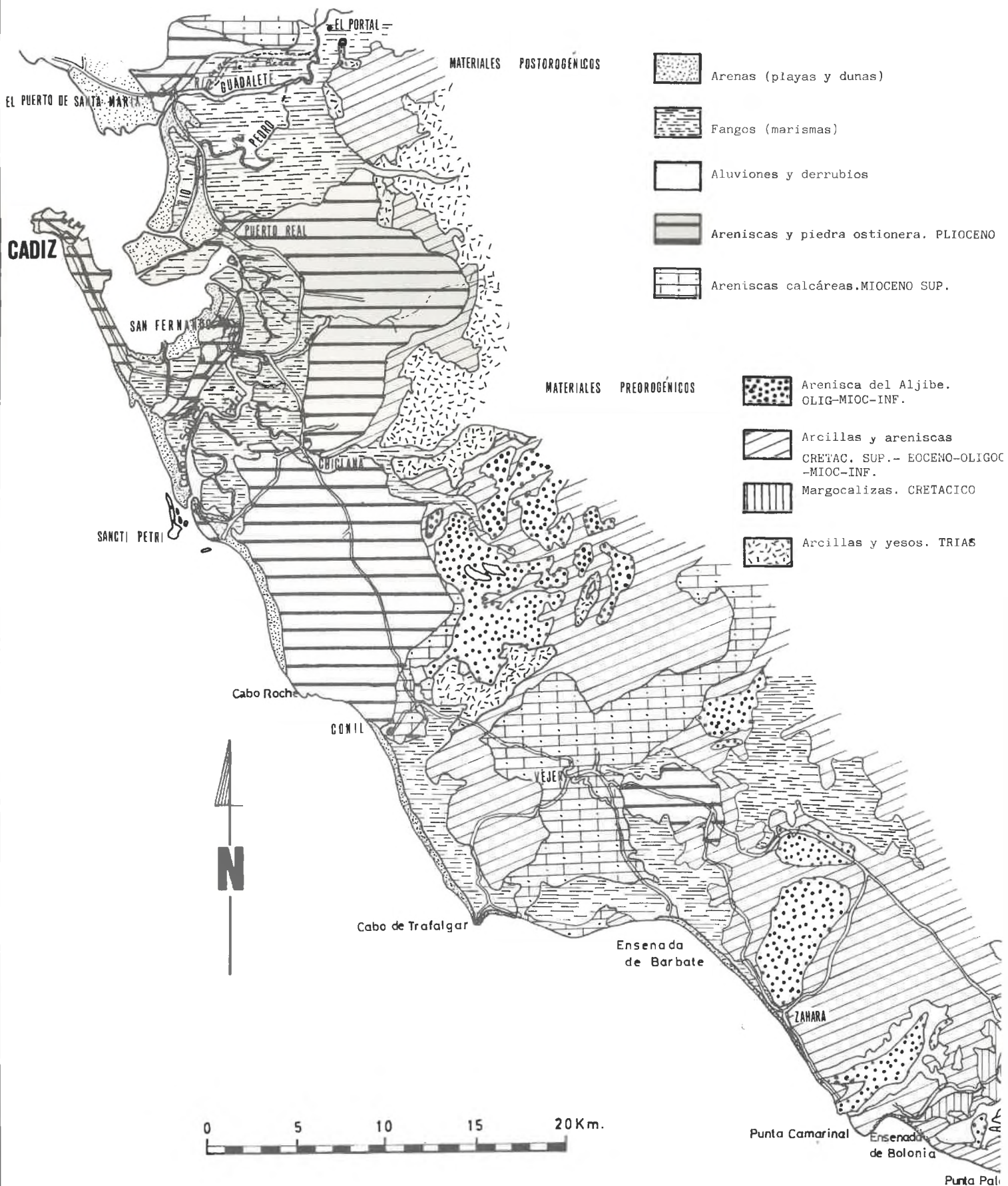


Fig. 11

Al pie del acantilado y tapando parcialmente la plataforma de abrasión se encuentran depósitos de arenas actuales, procedentes principalmente de la erosión del mar sobre el acantilado y su rasa, y que en otros puntos del litoral constituyen playas. Sobre estas arenas se aprecian unas rizaduras que reciben el nombre de *ripples marks* y que son originadas o por las corrientes a que dan lugar las mareas o por las mismas olas; también aparecen estas marcas sobre la arena seca y en este caso son originadas por el viento.

Es frecuente encontrar también huellas de escurrimiento en forma de canales anastomosados por donde escurre el agua al retirarse las mareas.

Parte segunda.- En la zona próxima al espigón del Castillo Sancti Petri, nos encontramos con un perfil típico de playa donde podemos diferenciar la playa baja o externa, zona intermareal; y la playa alta o interna aquella que queda por encima del nivel de pleamar pero que llegan salpicaduras de agua durante los grandes temporales. Es frecuente encontrar en esta zona unos pequeños escalones denominados «*bermas*», producidos por los temporales en las distintas épocas del año, así como, la zona de dunas formadas por la acumulación de arena de la playa que el viento a removilizado y que actualmente se encuentran fijadas por la vegetación. En esta zona del recorrido predomina la acumulación sobre la erosión.

Parte tercera.- En este punto nos encontramos en la desembocadura del Caño de Sancti Petri, brazo de mar que comunica el interior de la bahía con el mar abierto, en el cual, existe un continuo flujo y reflujo del agua por acción de las mareas, condicionantes de las características de este medio sedimentario y del entorno geográfico de la Bahía de Cádiz.

Según Gavala y Laborde (1927, 1958, 1973), durante el cuaternario, el río Guadalete, excavando en sus propios sedimentos discurría por el actual río de San Pedro y se continuaba por el Caño de Sancti Petri (recuérdese que Sancti Petri significa San Pedro), hasta llegar al mar (ver figuras 11 y 12) en la parte de la costa donde nos encontramos, es decir en la actual desembocadura del caño.

Intentaremos reconstruir la historia de la Bahía en los últimos tiempos siguiendo a Gavala y Laborde.

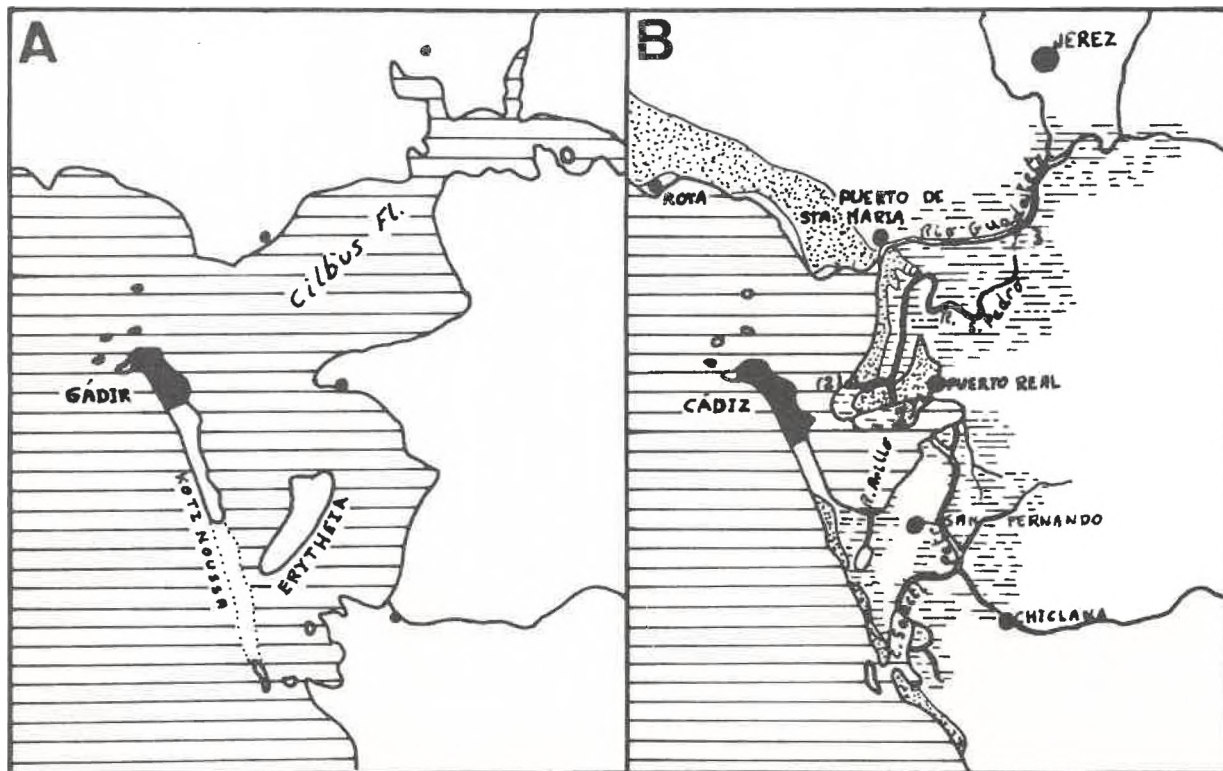


Fig. 12 Estuario del Guadalquivir.

A.- Durante la época Diluvial a comienzos del cuaternario. B.- Hoy día.

Atendiendo al mapa geológico de la figura 11, se observan en esta zona dos tipos de materiales: los pliocenos (roca ostionera) sobre los que se asientan las ciudades de Cádiz, Puerto de Santa María, San Fernando, Puerto Real, Chiclana y el propio Castillo de Sancti Petri, y materiales cuaternarios constituídos principalmente por fangos de relleno de la bahía y por arenas de playa y dunas más recientes. Estos fangos de la Bahía de Cádiz yacen sobre materiales pliocenos semejantes a los de las islas gaditanas.

Retrocediendo a la época en que los depósitos de la bahía no habían comenzado a formarse, es posible que las aguas del mar invadieran las depresiones en que se albergan dichos sedimentos, y el mar ocuparía el actual emplazamiento de los esteros, quedando ante la costa las islas de Cádiz, San Fernando y de Sancti Petri, (ver mapa figura 11 y figura 12 A).

Retrocediendo un poco más en la historia geológica de la zona de Cádiz, veamos qué fuerzas originaron la ensenada de forma triangular cuyos vértices coinciden con los actuales emplazamientos de Rota, el Castillo de Sancti Petri y la estación férrea de El Portal:

Al comienzo del Cuaternario, en una época de gran intensidad de las lluvias (período Diluvial) el Guadalete que debió de ser bastante más caudaloso que en la actualidad, desembocaba al mar por El Portal (estación de ferrocarril cercana al Puerto de Santa María), además la fuerza erosiva de este caudal se incrementaba por el efecto de las mareas en la desembocadura. Al iniciarse el descenso después de la pleamar, las aguas del río se precipitaban con gran fuerza hacia el mar, abriéndose paso entre las islas y los escollos de la costa.

A favor de esas corrientes el Guadalete fue construyendo su estuario, excavando los pasos de Sancti Petri, río Arillo (hoy taponado por la deriva litoral) y la boca de entrada a la actual Bahía.

En definitiva, las Islas de Cádiz, San Fernando y Sancti Petri, son los restos de la erosión del Guadalete y el mar sobre los materiales pliocenos preexistentes (roca ostionera).

Cuando el régimen de lluvias disminuyó, hace aproximadamente unos 200.000 años, el caudal del río Guadalete disminuyó amortiguándose las corrientes en el estuario. Las arenas y los limos de las crecidas comenzaron a depositarse en la ensenada que antes había abierto el río y

el estuario fue rellenándose. Es en esos momentos cuando el Guadalete se debió abrir paso en el seno de sus propios sedimentos, modificando su curso después de cada acumulación importante de materiales.

Según Gavala, el brazo o emisario principal, el que conducía al mar la mayor parte del caudal del río, debió de ser durante mucho tiempo el río de San Pedro, (ver mapa topográfico y geológico) que continuaba por el Caño de Sancti Petri hasta el mar. Otra desembocadura de menor importancia debió de estar en el actual emplazamiento del río Arillo; (límite de los municipios de San Fernando y Cádiz) por último, otro brazo del Guadalete bordearía la Sierra de San Cristóbal y desembocaría en el Puerto de Santa María siguiendo el curso del actual río Guadalete.

Conforme se fue rellenando la bahía y una vez nivelada la zona del estuario comprendida entre Cádiz, Puerto Real y Chiclana, es decir, la más cercana al emisario principal, las aguas del río buscaron salida al mar por el estrecho de Puntales (figura 12. B) para acortar su recorrido por la planicie del estuario, abriendo el estrecho de Puntales y drenando además el saco interior de la Bahía (lo que hoy queda al Sur del puente), ayudadas por la corriente de mareas que penetraba por el Caño de Sancti Petri y se sumaba al caudal del río incrementando su poder erosivo y energía de transporte.

En época más reciente, fenómenos de captación posteriores dan por resultado la desviación del río San Pedro en Matagorda, y posteriormente la corriente principal del Guadalete se encauza por el brazo actual que desemboca en el Puerto de Santa María. (figura 12. B).

Las interpretaciones de Gavala acerca del origen de la Bahía e islas gaditanas esquematizadas anteriormente, confieren al río Guadalete y a los procesos de erosión y sedimentación inherentes a su desembocadura en un mar con grandes mareas, dicho origen.

Si bien Gavala habla de una serie de movimientos basculantes que afectan al continente durante el Cuaternario y que por tanto debieron afectar a los materiales pliocenos que constituyen esta zona del litoral, no indica en sus publicaciones que exista una influencia directa de dicha tectónica en la forma de la costa ni en el origen de la Bahía de Cádiz.

Ya Mac-Pherson en su Bosquejo Geológico de la provincia de Cádiz (1873), apuntó que la costa atlántica de la provincia presenta una serie de alineamientos NW-SE. en escalera con tramos E-W, desde Chipiona a

Tarifa (Ver mapa de la provincia de Cádiz y observar la orientación de la costa oeste.

Según aportaciones más recientes, ambas direcciones de la costa coinciden en su orientación con un sistema de fracturas, que sin duda ha condicionado la actual línea de costa y su evolución morfológica, incluyendo la Bahía de Cádiz.

Atendiendo al origen de la Bahía, los restos pliocenos que constituyen las islas de Cádiz y Sancti Petri, así como muchos de los escollos que quedan entre ambas se alinean con dirección paralela al litoral y por tanto siguen las directrices tectónicas antes aludidas. Este hecho podría significar que las islas de Cádiz y Sancti Petri, así como la Bahía no tiene su origen solamente en la acción erosiva del río Guadalete, como dice Gavala, sino que, probablemente son consecuencia de una tectónica reciente en la zona, que ha afectado al material plioceno, siendo este basculado y elevado en alguna zona y hundido en otras (como indica su buzamiento); este hecho puede confirmarse no sólo por la inclinación de los estratos visible en diversos puntos, sino también por la presencia de materiales oligocenos y triásicos que afloran cerca de San Fernando, (cerro de los Martires) a igual cota que el material plioceno.

Probablemente el mar penetró en las zonas topográficamente más bajas y cercanas a la costa y la acción abrasiva de las olas a la que se uniría la del río Guadalete modelarían esta parte del litoral (ver figura 12).

Por otro lado, a la vez que el río realizaba su acción de erosión y sedimentación, a lo largo de la costa se acumulan arenas procedentes de la erosión de las rocas pliocenas, formando playas y produciéndose una migración continua de estas arenas, con una dirección predominante hacia el Sur, por efecto de las corrientes de deriva litoral que se generan gracias a la oblicuidad con que los frentes de ola suelen llegar a la costa (ver esquema figura 13 y foto aérea figura 14). Esto permite la acumulación de las arenas en forma de barras y el desarrollo de flechas allí donde las corrientes litorales pierden su energía, gracias a la refracción de las olas producidas por los arrecifes, escollos y zonas de poca profundidad del litoral o por la existencia de entrantes y ensenadas.

Así debieron formarse, por deriva litoral de la arena, las playas de Cádiz, Cortadura, Torregorda y la barra que cortó la comunicación del

río Arillo con el mar abierto y que fue estrechando progresivamente la desembocadura del Caño de Sancti Petri, que hoy día forma la playa del Castillo, conocida popularmente como de Campo Soto (ver mapa geológico Fig. 11 y topográfico).

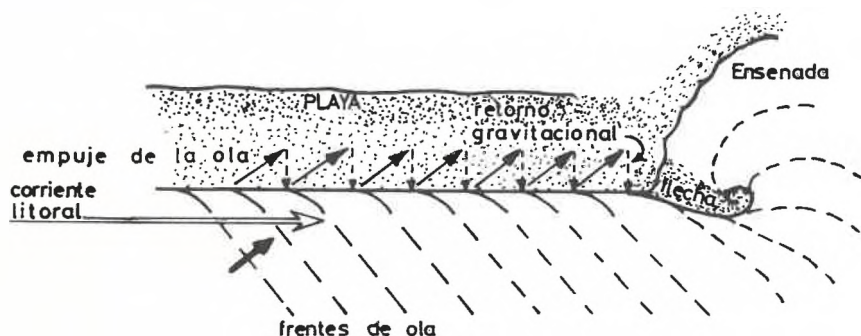


Fig. 13 Deriva de playa, formación de flechas de arena; el grano avanza empujado por la ola y retrocede por gravedad, la arena se desplaza gracias a esta corriente litoral que se genera al llegar oblicuos los frentes de olas, y se acumula donde esta pierde su energía; formándose una «flecha».

En el extremo de esta barra se ha desarrollado actualmente una «flecha» al abrigo del arrecife de la Isla de Sancti Petri y relacionada con la desembocadura del Caño del mismo nombre, la cual, de no ser por la acción de las mareas que dragan continuamente el Caño habría cortado ya la comunicación de éste con el mar abierto (ver foto aérea, figura 14).

En relación con los depósitos actuales en la zona de esteros, hay que decir, que sobre los materiales arenosos, limosos y arcillosos depositados por el Guadalete, se excavó gracias a la acción de las mareas, un sistema de canales que dan el aspecto característico de marisma a esta zona. Durante la pleamar el agua que penetra por estos canales inunda amplias zonas de este medio, depositándose durante el lapso de tiempo que dura la marea alta, los materiales que transportaba aquella; una vez depositadas estas partículas, la corriente de refluo que se establece en la bajamar, no tiene energía suficiente para levantar la fracción más fina,



Fig. 14. Fotografía aérea del caño e isla de Sancti Petri. Se observa el transporte de arena a lo largo de la costa y la formación de una flecha litoral en la desembocadura del caño de Sancti Petri.

por lo que se produce un relleno continuo de fango (materiales limoso-arcilloso-salíferos).

Durante la pleamar se produce un flujo ascendente de agua capaz de transportar cierta cantidad de material de tamaño inferior a 2 mm. (limos, arcillas) entre otros. Cuando cesa el flujo de la marea ascendente, durante la pleamar, la mayor parte de las partículas en suspensión acaban depositandose. Al iniciarse el refluo durante la marea baja, la corriente tiende a levantar los materiales anteriormente depositados y transportados en dirección al mar. Al ser las partículas más finas (limos, y arcillas) muy planares, se depositan horizontalmente, por lo que ofrecen muy poca resistencia a la corriente de refluo que necesita mayor energía para levantarlas que la necesaria para remover partículas de mayor tamaño (arena) (ver figura 15). Estas, al presentar formas no planares y no quedar sedimentadas horizontalmente en el fondo proporcionan más superficie sobre la que aplicar la fuerza de la corriente, siendo levantadas y posteriormente transportadas. Esto explica el relleno continuo de la zona de marismas y estuarios por fangos (materiales limoso-arcillosos).

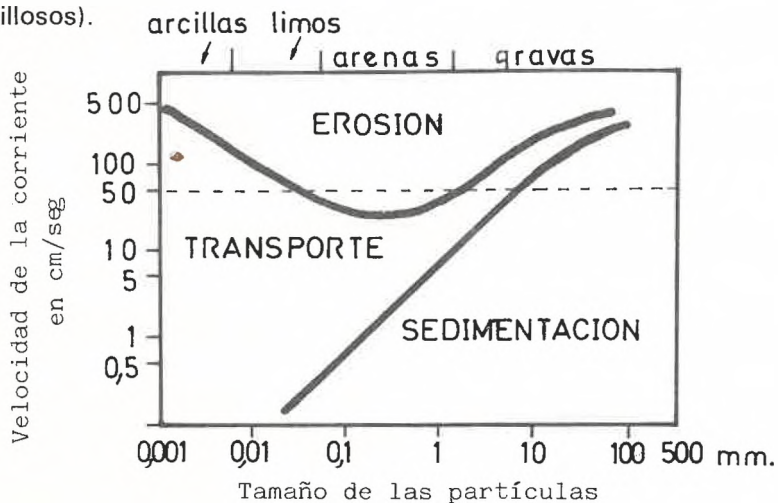


Fig. 15 Erosión, transporte y sedimentación para las distintas velocidades y los distintos tamaños de la partículas. Obsérvese como para la velocidad de 50 cm/seg. las arenas son detritus erosionables pero no los limos y arcillas. Según Hjulström 1955.

Este proceso de excavación y depósito se ha dado a lo largo de los últimos miles de años y se da hoy día, si bien el hombre ha interferido en su desarrollo modificando estas áreas para su aprovechamiento y explotación; para ello las dragas oportunamente permiten la entrada y salida del agua de las mareas a su conveniencia, con el fin de obtener el depósito de sales marinas, por evaporación del agua durante el verano en unos casos, y en otros, para posibilitar la cría y desarrollo de determinadas especies piscícolas comerciales.

Los factores que condicionan el depósito en este ambiente sedimentario serían.

1. °. — La geometría de la zona, se trata de un estuario frente al cual existen una serie de islas que han sido unidas entre sí por barras de arena, las cuales restringen el medio y posibilitan la acumulación de sedimentos.

2. °. — La existencia de dos tipos de aportes: a) materiales de origen fluvial —Guadalete fundamentalmente—, y b) sedimentos aportados por las mareas a través de los canales (caños).

3. °. — La presencia de seres vivos tanto en los estuarios como en las marismas. La vegetación tiene una considerable importancia en la sedimentación, ya que, muchas especies se establecen sobre el fango, y las matas o mechones de vegetación, tanto si son arbustivas como si son herbáceas, canalizan la circulación del flujo y reflujo restando energía y provocando el depósito.

Gavala cita en la zona interna de la Bahía de San Fernando y Puerto Real la presencia de algas laminarias que crecen sobre un fango negro arcilloso, así como, la presencia de una fauna malacológica más bien pobre, entre la que se encuentra: la *Syndosmya alba* y la *Syndosmya orata*.

4. °. — La acción antrópica actual, con las dragas, diques, salinas, piscifactorías y espigones.

Mención aparte merece la acción realizada por el hombre en los cursos fluviales que desembocan en la Bahía (Guadalete fundamentalmente) con la realización de embalses —Arcos, Bornos, Guadalcaín etc...— los cuales, han influido en los aportes fluviales que recibía la Bahía, ya que muchos sedimentos quedan en los pantanos, y por otra parte el río, aguas abajo del embalse, al recibir menos caudal, erosiona y transporta menor cantidad de materiales.

2.ª Parada.- FARO DEL CABO DE TRAFALGAR.-

A) Cuestionario de observaciones.-

1.º. — Situar en el mapa y localizar los accidentes litorales del entorno.

2.º. — Intentar reconocer los materiales próximos, cartografiados en el mapa geológico, a partir de criterios como: relieve, color, vegetación etc...

3.º. — ¿Por qué existen acantilados en los promontorios y playas en las ensenadas?

4.º. — ¿Hacia qué forma evolucionará el litoral si suponemos que continúa la sedimentación y erosión actual del mar?

5.º. — Reconocer formas de transporte y sedimentación eólicas; deducir la dirección de los vientos predominantes en virtud de su orientación y desarrollo.

6.º. — Si quitamos la arena que une el promontorio donde se sitúa el faro con el continente, ¿qué disposición obtendríamos? ¿Cómo se ha formado la morfología actual?

7.º. — Descender al acantilado situado al pie del faro:

— ¿Qué materiales se observan?

— Individualizar los materiales en función de su estructura y litología, y determinar en cada término las estructuras internas observables.

B) Conclusiones 2.ª Parada.-

1.º. — Nos encontramos en el Cabo de Trafalgar, promontorio que separa dos ensenadas, la que podremos llamar de «Conil» y la de «Barbate», existiendo en ambas amplias playas. Al Norte se observa Cabo Roche, la playa de Conil y la del Palmar; al Sur las playas de los Caños de Meca, Pájaros y la de Zahara y los promontorios de, Punta del Tajo, Cabo de Plata, Cabo de Gracia, Punta Camarinal, Punta Paloma y Tarifa. (Ver mapa geológico y topográfico).

2.º. — Hacia el NE, o sea a nuestra derecha si nos situamos mirando al interior, observamos un relieve relativamente abrupto, formado por lomas de cimas horizontales de igual cota, separadas por vaguadas; estas colinas están cubiertas por una vegetación arbustiva abundante y

también por pinares y corresponden a las areniscas calcáreas bioclásticas de edad Mioceno, iguales a las que hemos atravesado por la carretera en la Barca de Vejer.

Al Norte, es decir a la izquierda, los relieves son más suaves y corresponden con los materiales arcillosos areniscosos que constituyen la base de la arenisca del Aljibe (ver mapa geológico).

3.º. — En un litoral como este donde existen ensenadas y promontorios, a medida que se aproximan a la costa los frentes de olas, que son paralelos entre sí, si el agua es profunda, (ver figura 16), comienzan a sufrir retardos por efecto de la menor profundidad. Esto sucede en primer lugar delante de los promontorios, donde la reducción de la profundidad, disminuye la velocidad de la ola, mientras que en aguas más profundas que ocupan la ensenada, no se ha producido aún el retardo. Como consecuencia, el frente de la ola se incurva -se refracta- de acuerdo con la forma que tenga la línea de costa. Este fenómeno es de una gran importancia ya que suponiendo que la energía que transporta la ola está repartida homogéneamente en todo el frente de ola, al flexionarse se produce una concentración de la energía en los salientes (promontorios) costeros y una atenuación en los entrantes (ensenadas). Como consecuencia, la rotura de las olas tiene un poder erosivo muy grande en los promontorios mientras que en las ensenadas es muy escaso; esto produce una corriente de deriva que va desde el promontorio hacia las ensenadas donde se forman las playas por el depósito de las partículas erosionadas de los acantilados.

Con el tiempo, conforme se vayan erosionando los promontorios y progradándose las ensenadas se irá formando una línea de costa cada vez más rectilínea.

4.º. — Desde este punto se observan acumulaciones de arena formando dunas; algunas de un tamaño considerable como las que se sitúan en la trasplaya de la Cala del Varadero, que como las ya vistas en La Barrosa se forman por la acumulación de la arena que es removida de la playa por el viento.

Otras de menor tamaño se sitúan sobre el brazo de tierra que une la punta del cabo al continente y presentan formas de barjanes (pequeñas medias lunas), con sus brazos orientados hacia el lado de poniente, lo que indica que la dirección dominante de los vientos que ha permitido su

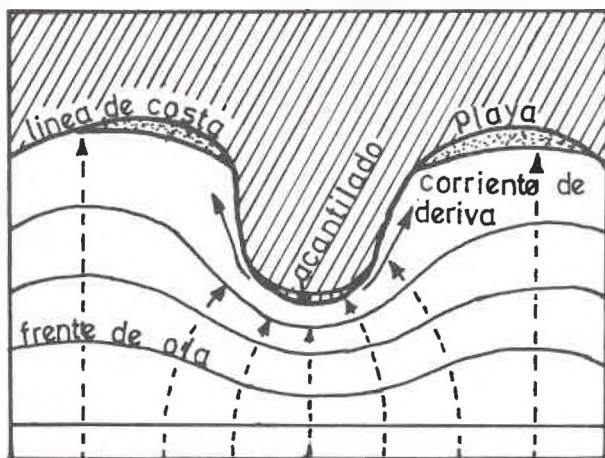


Fig. 16 Refracción de las olas en una costa accidentada; la mayor intensidad del oleaje se concentra en los promontorios.

acumulación es la de aquellas que soplan de levante. La arena que los constituye procede igualmente de la playa formada en la Cala del Varadero, de su margen más occidental.

Esto hace pensar en al menos, dos direcciones predominantes de los vientos en este punto, vientos de SW. que formarían las dunas de mayor tamaño y vientos de levante que constituirían las menores; la posibilidad de estas acumulaciones es debida como hemos dicho, a la existencia de una fuente de suministro de arena —la playa— y a la no presencia de relieves a barlovento que pudieran frenar la acción del viento.

Las dunas permanentes, como las observadas en esta zona, existen algo más arriba del límite alcanzado por el mar. Su presencia está relacionada con el crecimiento de vegetales terrestres que fija la arena que llega a la playa.

Las dunas pueden estar fijadas o ser móviles. En todas la dunas móviles el perfil de los flancos es disimétrico suave a barlovento y dando una pendiente escarpada a sotavento, que es lo que corresponde al perfil de equilibrio de derrumbamiento de la arena.

5.º.— Existen dos criterios que nos hacen pensar que el punto donde nos encontramos fue un islote que se unió a tierra por una flecha

o *tómbolo*: el resalte topográfico que supone el promontorio donde se ubica el faro en relación al relieve del istmo que lo une al continente, y la litología diferencial entre uno y otro, siendo de materiales areniscosos el primero y solo de arenas recientes el segundo.



Foto 7. Trafalgar. Vista general del Tómbolo.

La formación de la flecha puede deberse por un lado al avance por deriva litoral de las arenas de las playas situadas al norte del promontorio (El Palmar, Conil), producido por los temporales de poniente que terminó por unir al continente un islote cercano a la costa. También colaboraron en el proceso los vientos de levante produciendo derivas litorales locales de dirección contraria. (ver figura 17).

6.º.— En el acantilado observamos materiales areniscosos, unos poco cementados, los inferiores, y otros más compactos, los superiores, separados por una discordancia neta que implica un arrasamiento erosivo previo al depósito del material suprayacente.

Los materiales inferiores presentan gran cantidad de pistas fósiles y

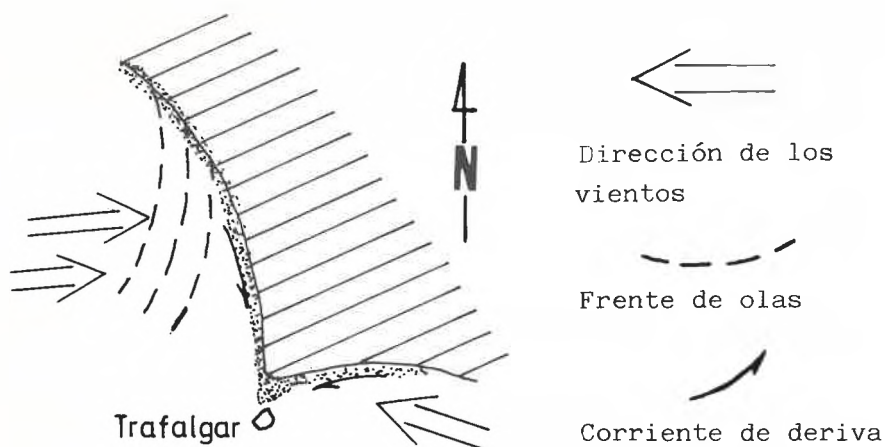


Fig. 17 Formación del Tómbolo de Trafalgar; se genera una flecha por efecto de las corrientes de deriva producidas por los temporales de Poniente y de Levante.

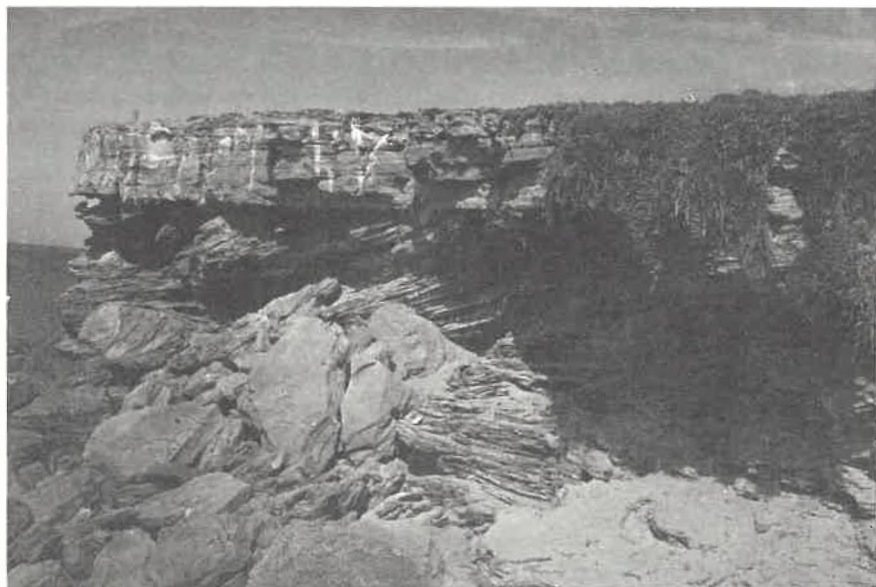


Foto 8. Trafalgar. Vista de las dunas cuaternarias fosilizadas de la base del faro.

cavidades cilíndricas cementadas, indicativas del tipo de vida orgánica que se desarrolló en ellos, su litología corresponde con una arenisca poco cementada rica en cuarzo, y en cuanto a su estructura podemos distinguir dos conjuntos diferentes con ordenamiento contrario; uno inferior, con estratificación cruzada de gran ángulo que viene a chocar con el inmediato superior, el cual, presenta un ordenamiento más regular en lechos paralelos inclinados en sentido opuesto al anterior.

El estudio de los restos orgánicos fósiles atribuye a estos materiales una edad cuaternaria, y el conjunto de características estratigráficas indican un medio de depósito subaéreo en relación con ambiente de playa, se trata por tanto de dunas costeras cuaternarias fósiles.

El material que se sitúa por encima de los anteriores, presenta características litológicas semejantes a las de estos, si bien, está mucho más cementado, constituye un paquete compacto de unos 4 a 5 metros de espesor que se dispone subhorizontalmente. En él también se aprecia la laminación cruzada aunque de menor ángulo.

3.ª Parada.- ENSENADA DE BOLONIA.

Cruce carretera de Bolonia. –

A) Cuestionario de observaciones:

1.º. – Observar el relieve que constituye la loma de San Bartolomé, su litología y estructura. ¿De qué tipo de forma de modelado del relieve se trata?

B) Conclusiones.-

La loma de San Bartolomé (ver mapa topográfico) presenta un relieve en «cuesta», el cual es el resultado tanto de las características de los materiales (litología y estructura), como de la actuación de los agentes externos.

Como es sabido una «cuesta» consiste en una superficie inclinada suavemente, paralela al buzamiento de los estratos y en un acantilado o cara escarpada, que está inclinado en la dirección opuesta a la ladera estructural y que corta a los planos de estratificación.

Han permitido el desarrollo de este relieve un paquete de calizas detríticas, resistentes a la erosión, que se encuentran fisuradas, las cuales

yacen sobre un material margoso más blando que da un relieve de menor pendiente al pie del escarpe.

Este tipo de modelado aparece aisladamente en la zona, no formando parte de un conjunto ni constituyendo el típico «*relieve en cuestras*», ya que la tectónica de bloques propia de esta zona (ver introducción a las Cordilleras Béticas) ha permitido que estos puedan adoptar diversas disposiciones estructurales, las cuales pueden proporcionar diversas formas del modelado (según estratos verticales, inclinados etc...), entre los que se encuentra el relieve «*en cuesta*» de la loma de San Bartolomé.

Playa de Bolonia.-

A) Cuestionario de observaciones:

1.º.— Situar en el mapa geológico y topográfico, identificando las principales formas del relieve.

2.º.— Determinar cual es la dirección de la costa en esta zona del litoral ayudándose de la brújula y del mapa topográfico. Comprobar esta disposición en el mapa geológico relacionándola con la orientación del resto del litoral.

3.º.— Las arenas que se depositan en el interior de la ensenada, ¿de dónde proceden?, ¿por qué se depositan en este punto?

4.º.— Justificar por qué la fracción depositada corresponde predominantemente al tamaño arena y por qué no existen depósitos de granulometría inferior (limos, arcilla).

5.º.— Observar la playa e intentar determinar sus partes diferenciales.

6.º.— Observar las dunas litorales; determinar su orientación, su desarrollo y las causas que motivan a ambas.

7.º.— ¿Qué constituye la alineación de arena que emerge delante de la playa? ¿Cómo se ha formado?

8.º.— ¿Qué factores condicionan el que en una playa domine la erosión, el transporte o la sedimentación?

9.º.— ¿Qué puede ser el «*perfil de equilibrio*» de una playa?; ¿cuándo se alcanza?; ¿en qué casos puede romperse?

10.º.— Hacia el SE. se puede observar el promontorio que cierra la ensenada; ¿presenta alguna peculiaridad determinable? Especular sobre su formación.

B) Conclusiones.-

1.º. — En esta zona de la costa podemos determinar dos direcciones predominantes: una NW.-SE. y otra NE.-SW., que son aproximadamente las mismas que se repiten a lo largo de todo el litoral gaditano (véase conclusiones 1.ª parada).

2.º. — Las arenas que constituyen la playa proceden de los productos de erosión de los acantilados de promontorios cercanos, así como de aportes traídos por pequeños arroyos o ríos.

La razón de su depósito ha sido justificada en las conclusiones de la 2.ª parada (ver figura 16).

3.º. — Predomina la fracción arena por ser ésta, el material constituyente de las distintas rocas que forman los acantilados y promontorios de la costa (calcarenitas, areniscas de Aljibe, areniscas calcáreas bioclásticas); siendo la arena además, la fracción más móvil entre los materiales disponibles por el transporte litoral.

El que no encontremos fracciones de tamaño inferior a 2mm. (limos, arcillas), es debido a que esta no puede depositarse, ya que en este ambiente de playa la energía del oleaje es siempre superior a la que requerirían para su caída (ver diagrama de Hjulström, figura 15), por lo que se mantienen en suspensión. El tamaño arena sin embargo, es depositado y removido constantemente.

4.º. — Una playa podemos definirla como una acumulación en la orilla (mar o lago) de materiales no consolidados de granulometría superior al tamaño limo. Estos materiales (arenas gravas, cantos rodados) no constituyen un depósito permanente, sino que se mueven a lo largo de la costa, siendo la energía de las olas y corrientes la que los mantiene en movimiento.

Las playas abarcan desde un punto en profundidad en el que las olas no afectan al fondo y ya no mueven la arena, hasta el punto de la superficie, donde alcanzan las olas de tormenta. Por encima de este punto puede existir arena en forma de dunas, playas levantadas etc..., pero son sedimentos más permanentes que las playas.

La composición de la arena es mayoritariamente cuarcífera, aunque podemos encontrarnos mezcla de fragmentos en virtud de la naturaleza de las distintas áreas fuente, así como, restos de conchas.

Dentro de una playa pueden definirse tres ambientes citados some-

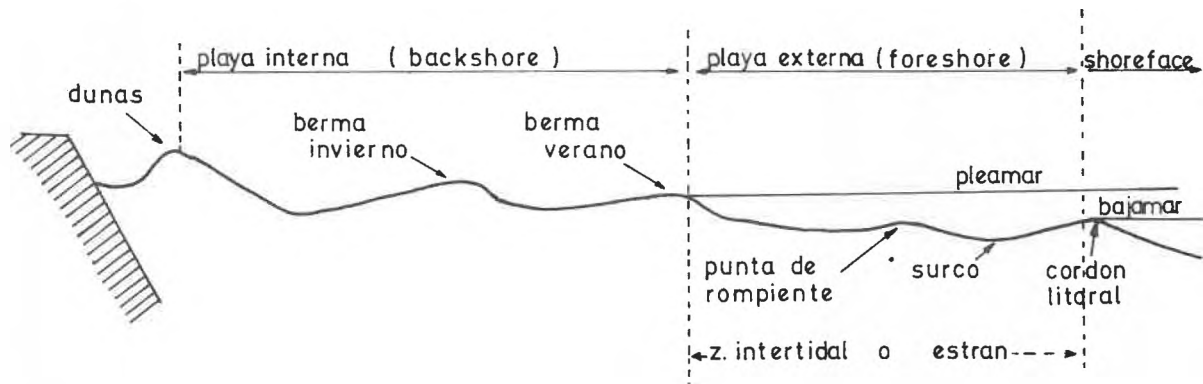


Fig. 18 — Perfil y partes de una playa.

ramente en la 1.ª parada, y que ahora vamos a recordar y ampliar (ver figura 18):

a. El más próximo que limita con el cordón de dunas, es la *PLAYA INTERNA* (Backshore), cuyo límite inferior lo constituye el nivel de la marea alta.

b. Hacia el mar sigue la *PLAYA EXTERNA* (Foresshore), comprendida entre el nivel alcanzado por la marea alta y por la marea baja (recibe también el nombre de «*estran*» o «*zona intertidal*»), estando periódicamente cubierta de agua y emergida a merced de las mareas.

c. La parte más distal de una playa es la *FACHADA DE PLAYA* (Shoreface), continuamente sumergida, que se encuentra delimitada entre el nivel de la marea baja y el punto donde el oleaje ya no tiene una influencia sobre el fondo.

A partir de este punto, de situación imprecisa, se desarrolla el área de sedimentación de los materiales de plataforma (Offshore).

El límite inferior de la playa interna lo constituyen las *BERMAS* o terrazas de playa, que son crestas de arena que representan el nivel máximo alcanzado por el impulso ascendente del agua. La altura de la berma, depende del tamaño de la ola siendo la situada más alta en la playa (si es que existe), la correspondiente a los temporales de invierno y la más baja a la de verano.

Las bermas se observan bien excepto en playas muy llanas; se forman porque al llegar una ola transportando arena a la superficie de la playa y ascender por esta, parte del agua se filtra entre la arena, siendo pues menor la cantidad de agua que regresa al mar que la que ascendió, por lo que la capacidad de transporte del agua que vuelve es menor y deja arena en la berma, la cual crece.

5.º. — En la playa de Bolonia sucede como en Trafalgar, se observan dos sistemas de dunas, caracterizados por su distinta orientación: uno siguiendo el litoral a lo largo de la ensenada, originado por los vientos de poniente; y otro que sigue la dirección del promontorio que cierra por el norte la ensenada (Punta Camarinal), y que se orienta más o menos perpendicularmente a los vientos de levante, siendo pues originado por estos.

Al igual que en Trafalgar su formación se debe a un buen suministro de arena, a la ausencia de obstáculos que permiten al viento tener la



Foto 9. Ensenada de Bolonia. Aspecto general de la playa.

fuerza suficiente así como, a la presencia de vegetales terrestres que fijan la arena llegada desde la playa.

6.º. — Paralelamente a la costa aparece un cordón de arena por detrás del cual queda una pequeña laguna durante la marea baja. Se trata de una pequeña *BARRA* o cordón litoral que ha emergido adosándose a la playa e incrementando la superficie de esta.

Según algunos autores, las barras parece ser que se forman cuando la acción violenta de las olas destruye las bermas más bajas y depositan el material a cierta distancia de la costa. No se sabe a ciencia cierta como se forman, puede ser que su formación esté relacionada con la pendiente de la ola, así como la razón entre su altura y la longitud de onda (distancia entre dos crestas sucesivas).

Por otra parte y en el caso que nos ocupa, cabe considerar la influencia de los aportes de arena recibidos por deriva litoral, producida por los vientos del SE., al estar más desabrigada esta parte de la ensenada, que

incrementan la superficie de la barra, la cual se va adosando progresivamente a la playa interna.

Pasada la época de los temporales, la pendiente de las olas decrece y éstas empiezan a trasladar arena hacia la orilla, desapareciendo las barras y formándose bermas en la parte más baja de la playa interna.

La barra de esta playa, pensamos que al estar al abrigo de los temporales de poniente y orientada a favor de los de levante, que son los que la hacen crecer por deriva, sufre poca erosión y tiende a crecer y unirse a la playa.

La laguna que ha restringido la barra, comunica con el mar abierto a través de un estrecho canal labrado por las mareas y las corrientes de retorno.

7. °. — Si la arena de las playas es transportada más rápidamente de lo que puede ser retirada, la playa se amplía (*PROGRADACION*) ; si por el contrario la arena es retirada más rápidamente de lo que es sedimentada, la playa se estrecha (*RETROGRADACION*).

En general las playas crecen y se ensanchan durante el débil oleaje de verano, y retroceden y reducen durante el invierno debido a los grandes temporales, siendo además en esta época, cuando se producen las mayores derivas litorales, y por tanto, el transporte de arena a lo largo del litoral y mar adentro.

En esta ensenada domina la progradación y tiende a rellenarse rectificando la costa.

8. °. — Referente al perfil de equilibrio.

El material que aportan las olas a la playa sufre una clasificación, ya que el más grueso permanece, mientras que el más fino es transportado a otros lugares; a la vez la arena se distribuye de forma tal, que una parte es impulsada por las olas hasta alcanzar una altura superior a la del nivel del mar formando la berma, y otra parte es arrastrada por la playa externa (Foreshore) hasta la fachada de playa (Shoreface). En un período relativamente corto, la playa adquiere un *PERFIL* que está en equilibrio con las fuerzas que le han dado forma:

- a. cantidad de arena disponible.
- b. forma de la línea de costa.
- c. energía de las olas, corrientes y mareas.

Este equilibrio se rompe cuando cambian alguno de estos factores,

ya sea por causas naturales (mayor frecuencia de temporales, aportes de arena, etc...), o artificiales (construcción de puertos, espigones, edificios, embalses fluviales etc...)

9.º. — En el promontorio que cierra la ensenada por el sur, se observa un perfil escalonado que podría corresponder a un escarpe de origen marino (acantilado elevado). Tal hecho se podría comprobar si observáramos en su base restos de la acción del oleaje: cuevas, guijarros, arena, conchas etc..., que demostrarían que esta zona de la costa ha sufrido un levantamiento de edad relativamente reciente, (Cuaternario).

Para confirmar este levantamiento sería conveniente comprobar la existencia, a lo largo del litoral, de otras formas costeras levantadas (playas, rasas, cordones litorales etc...).

VI.— CONCLUSIONES GENERALES.—

En este apartado se pretende resumir el conjunto de características observadas en el litoral a lo largo del itinerario, intentando generalizar.

A) Aspectos Geomorfológicos:

La costa atlántica del litoral gaditano se orienta de NW. a SE, presentando a intervalos, una serie de escalonamientos que cortan la orientación preferente, lo que posibilita el desarrollo de ensenadas a lo largo de la costa. En este litoral aparecen formas como las llanuras litorales con marismas (Bahía de Cádiz), grandes playas (La Barrosa, Los Lances etc...) y costas con tramos de acantilados (parte de La Barrosa, Barbate, etc.).

Por el contrario en la costa mediterránea de la provincia predominan los grandes acantilados (Puertos del Bujeo y del Cabrito).

Los promontorios coinciden, de forma general, con alineaciones de sierras que se prolongan hasta el litoral con orientación predominante NE.-SW. (Sierra de Enmedio, Sierra de la Plata etc.) que constituyen los escalonamientos antes citados que cortan la dirección preferente NW.-SE.

B) Aspectos Geológicos:

a. Litología.

1.º. — Desde Cádiz hasta Conil los materiales que forman el litoral son:

—Pliocenos (roca ostionera) que constituye los acantilados y es fuente de arena para las playas.

—Cuaternarios: depósitos fluvio marinos (relleno de marismas), arenas de playa y dunas litorales.

2.º.— Desde Conil hasta Tarifa:

—Materiales Preorogénicos.

- Arcillas y areniscas del Cretácico Superior, Eoceno-Oligoceno-Mioceno Inf. (pertenecen a las unidades del Campo de Gibraltar). Aparecen en el litoral entre Zahara y Bolonia.

- Areniscas de Aljibe, Oligoceno-Mioceno Inferior, que solamente aparecen en la línea de costa al norte de Punta Camarinal, constituyendo el acantilado de Cabo de Gracia.

—Materiales Postorogénicos.

- Mioceno Superior. Areniscas calcáreas, proporcionan los acantilados de Barbate.

- Plioceno, solo aparece probablemente en el Cabo de Trafalgar en forma de un pequeño afloramiento en la base del faro.

- Cuaternario, depósitos de marismas, situados detrás de los cordones de playa; aparecen entre Conil y Cabo de Trafalgar, y en la Ensenada de Barbate, además arenas de playa y dunas litorales.

b. Estructura.

Los materiales postorogénicos (Mioceno Superior y Plioceno) presentan estratificación subhorizontal, por lo cual la forma de los acantilados que constituyen son de escarpe vertical.

Los materiales preorogénicos presentan una estructura tectónica complicada que sigue preferentemente las direcciones predominantes del litoral (NW.-SE.;NE.-SW.), y sin duda, como ya se ha dicho, condicionan la forma del litoral.

C) Aspectos Dinámicos:

a. Externos.

Los aportes de materiales que proporcionan, por una parte, los ríos cercanos (Guadalquivir, Guadalete etc.) y por otra, los acantilados formados por rocas areniscosas, suministran grandes cantidades de arena. Esta arena va a ser transportada por la acción de los agentes dinámicos

externos (oleaje, viento, mareas etc...), los cuales, la distribuyen a lo largo de la costa formando playas, barras, dunas etc...

Por otra parte la acción erosiva del oleaje se da fundamentalmente en los acantilados, concentrándose en los promontorios.

Son fundamentalmente los temporales de poniente y levante los que suministran la energía para la erosión, transporte y sedimentación a lo largo del litoral.

La orientación de la costa favorecida por la mayor frecuencia de los temporales de poniente, permite una deriva continua de arena en dirección SE., si bien, en aquellas zonas que por las particularidades de la costa están al abrigo del poniente y los temporales de levante soplan del SE. incidiendo sobre tramos orientados en dirección NE.-SW. (es decir que el viento sople de mar a tierra), también se producirá deriva litoral hacia el NW. y se formarán dunas de disposición perpendicular a las formadas por los vientos de poniente.

b. Internos.

Entre Cádiz y Conil se observan los siguientes hechos:

- Presencia de una extensa llanura litoral; hecho que en principio puede suponer elevación de la costa.

- El material plioceno que ocupa amplias áreas de esta zona, se presenta en una serie de bloques basculados unos respecto a otros con diferentes buzamientos.

- Aparecen pequeños tramos de acantilado (La Barrosa, Sancti Petri, Santa María del Mar), formados en aquellos puntos en que las partes elevadas de los bloques basculados sean alcanzados por el mar. Esto implica que el buzamiento en estos puntos es frecuentemente hacia el continente. Por el contrario en las zonas donde el mar coincida con las partes hundidas de los bloques basculados se originaron playas. No obstante, incluso en las zonas de acantilados, dada la poca coherencia y potencia de los materiales pliocenos, la energía del oleaje arrasa rápidamente estos materiales, haciendo retroceder el acantilado y originando plataformas de erosión marina (rasas), y depositándose sobre ellas arena que constituyen playas, enmascarándose de esta forma el proceso de basculamiento.

- La aparición en la Isla de San Fernando mayoritariamente consti-

tuida por rocas pliocenas, de materiales preorogénicos (Triásicos y Oligocenos), a altura superior incluso que estos, permite hablar de fallas neotectónicas (muy recientes). Hecho que confirma las basculaciones antes citadas y la influencia que esta tectónica reciente ha tenido en la evolución de la Bahía de Cádiz y en esta parte del litoral.

En resumen no existen criterios para afirmar que esta zona de la costa haya sufrido, en su conjunto, elevación o hundimiento, ya que, en virtud de la posible tectónica de basculamiento, habrá puntos concretos hundidos y otros levantados.

Solamente un estudio geológico detallado de la región, tanto en el interior como en la plataforma, podrá esclarecer estas circunstancias.

En la parte litoral comprendida entre Conil y Tarifa, existen datos más determinativos: por una parte, hay una mayor frecuencia de acantilados, y por otra, se ha descubierto la existencia de una serie de «playas levantadas» que corresponden a la antigua línea de costa Tyrreniense (hace 120.000 años). Estas playas aparecen a mayor altura conforme nos acercamos al Estrecho, zona a partir de la cual existe una costa típicamente acantilada (desde Tarifa a Algeciras), al prolongarse las estribaciones de la Sierra del Aljibe hasta la misma boca del Estrecho de Gibraltar.

D) Clasificación de la costa:

La clasificación GENÉTICA de las costas (Johnson) las divide en: costas de inmersión y costa de emersión.

Esta clasificación, aunque tentadora presenta algunos inconvenientes: primero, que existen costas que sin conocerse si son de hundimiento o no, se dispone de la información suficiente para clasificarlas siguiendo otros criterios; segundo, que actualmente, se tiene la seguridad de la transgresión Flamenca (última del Cuaternario), y por tanto, según este criterio, todas las costas del mundo serían de hundimiento, salvo las de levantamiento tectónico muy reciente; tercero, la existencia de costas con fallas, que puede implicar que en un mismo litoral haya tramos de hundimiento y tramos de levantamiento.

Otro criterio de clasificación menos problemático que el genético es el ESTRUCTURAL utilizado por Gulliver y Shepard.

Según este criterio, las costas se pueden clasificar en «*INICIALES*» o

primarias y «*CONSECUENTES*» o secundarias. Una costa inicial sería aquella sobre la cual no ha ejercido aún su acción el mar, y las consecuentes aquellas iniciales que han evolucionado por la acción de los agentes litorales y presentan rasgos de esta.

Dentro de las costas iniciales se pueden distinguir: de rías, de fiordos, de glaciares, de llanuras no glaciares, de volcanes... y costas con influencia tectónica. Dentro de este último grupo incluiríamos el litoral que nos ocupa.

Respecto a las formas consecuentes o secundarias, las costas se clasifican como: de acantilado, de playa, de arrecifes de coral, de marismas, de estuarios etc... El litoral oeste gaditano sería fundamentalmente una «costa de playas» si bien presenta tramos de acantilados, zonas de marismas y estuarios.

E) Evolución litoral. —

La evolución litoral tiende a hacer que las formas *INICIALES* o *PRIMARIAS* pasen a *CONSECUENTES* o *SECUNDARIAS* es decir, que un litoral que inicialmente no debe nada al mar, se adapte a las fuerzas marinas. Por tanto se dirá que un litoral inicial es JOVEN y que un litoral consecuente está en fase de MADUREZ.

La evolución de una costa lleva consigo su rectificación, es decir, erosión de los promontorios y el relleno de los entrantes.

Cuando se ha logrado la rectificación, el conjunto retrocede paralelamente asimismo, pudiendo estabilizarse en el caso de conseguir un equilibrio entre los procesos de erosión, transporte y sedimentación.

Pero, el mar no siempre actúa regularizando la costa, ya que cuando esta, está constituida por materiales heterogéneos (blandos y duros), el oleaje ataca más rápidamente a los blandos formándose entrantes en estos y promontorios en los duros, por lo que, el nuevo contorno del litoral podrá ser muy recortado antes de que la formación de playas lo rectifique; una vez producida la rectificación puede recortarse de nuevo a favor de la heterogeneidad de los materiales, más tarde volver a regularse, y así sucesivamente.

La evolución del litoral puede verse perturbada por factores externos e internos; ejemplos de los primeros podrían ser: apertura o cierre de un estrecho, modificaciones en el transporte por deriva litoral, etc...; y de

los segundos; levantamientos y hundimientos tectónicos de los materiales costeros.

Respecto a la costa atlántica gaditana su estado juvenil o inicial vino marcado por la tectónica cuaternaria, posteriormente la acción del mar lo hizo evolucionar, erosionando, transportando y sedimentando hacia su estado actual, con la aparición de acantilados, playas, barras, flechas, tómbolos, marismas, típicos de una costa consecuente. Estas formas indican un avanzado estado de madurez, aunque todavía se conserva en la línea de costa la influencia estructural inicial, es decir, no se ha rectificado totalmente.

Posiblemente este litoral ha evolucionado muy rápidamente de las formas iniciales a las consecuentes, ya que, los materiales que constituyen la costa son muy erosionables al ser su constitución básicamente arenosa, lo que permite la formación de playas, barras etc..., favorecido todo ello por la importancia erosiva de los temporales, de las corrientes propias de esta costa y de las mareas.

Toda la costa desde el Estrecho hasta la desembocadura del Guadalquivir ha debido sufrir un basculamiento general en época reciente (Tyrreniense), sufriendo la mayor elevación la zona del Estrecho y decreciendo esta hacia la zona de la Bahía, como prueban las playas levantadas que existen a lo largo de la costa.

V

ITINERARIO N° 2

MORFOLOGIA CARSTICA

I.—INTRODUCCION

Se pretende cubrir, con el presente itinerario, los siguientes objetivos:

1.— Se reconocerá una región típicamente cárstica, y se observarán los principales rasgos de su morfología.

2.— Se reconocerán también una serie de materiales, su litología, estructura, relación de ambas con el modelado y su integración en el contexto general de la Cordillera Bética.

3.— Se diferenciarán las características de una zona cárstica con otra próxima bien diferenciada, y se analizarán las causas litológicas estructurales de las principales variaciones.

4.— Por último, se realizará una síntesis de las principales observaciones y se establecerá el grado de evolución del sistema cárstico observado, dentro del Ciclo Cárstico en General.

* Para el desarrollo del Itinerario es necesario la utilización del mapa topográfico de Ubrique a Escala 1/50.000.

II.—LOCALIZACION DEL ITINERARIO

El área a estudiar (Fig. 19) corresponde al dominio más occidental de las Cordilleras Béticas. En ella se pueden distinguir desde el punto de vista geológico:

1.— *Terrenos preorogénicos* pertenecientes a la Zona Subbética (Dominio Penibético o Subbético Interno) y a las unidades del Campo de Gibraltar: representados por materiales fuertemente afectados por la tec-

tónica (plegados y fracturados) cuya edad oscila desde el Triásico al Mioceno Inferior. Estos materiales, dentro de los cuales están comprendidos los aparatos cársticos de la zona, se encuentran representados en las Sierras de Ubrique, Caílo y Endrinal (entre las poblaciones de Ubrique y Grazalema) y la Sierra de Líbar más al este (zona de Montejaque), estando constituidos por materiales de naturaleza esencialmente calcárea, de edad jurásico-cretácica. Entre los materiales calizos aparecen con frecuencia los materiales de la unidad del Aljibe (areniscas con margas y arcilla en la base), pertenecientes a las unidades del Campo de Gibraltar.

2. — *Terrenos postorogénicos* representados en la zona por materiales del Mioceno superior. Están compuestos por areniscas calcáreas, con conglomerados en la base, de disposición subhorizontal, situados discordantemente sobre los terrenos preorogénicos y proporcionan un relieve de tipo tabular, netamente diferenciado del que proporcionan los materiales calcáreos subbéticos. Se encuentran en la Depresión de Ronda fundamentalmente.

III. — ITINERARIO (Ver. Fig. 19)

— Salida de Cádiz.

— **1.ª PARADA** — Ubrique.

Panorámica e introducción al modelado Cárstico.

— **2.ª PARADA** — La Manga de Villaluenga (Aproximadamente en el kilómetro 12 de la carretera comarcal 3331 de Grazalema a Ubrique). Reconocimiento de materiales, estructura y relieve.

Observaciones sobre morfología cárstica.

— **3.ª PARADA** — Villaluenga del Rosario (kilómetro 8,5, C-3331)

Bajada a la Sima de Villaluenga.

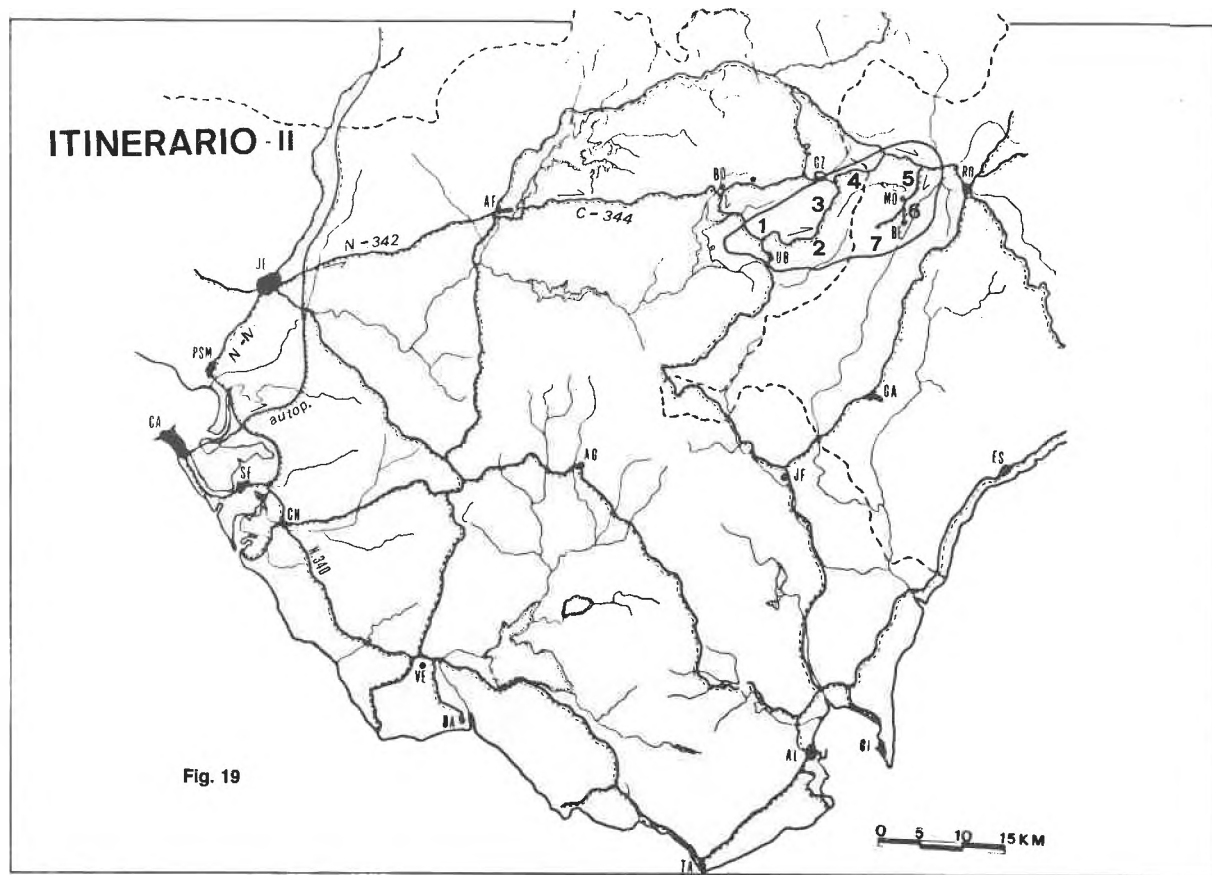
Observaciones aparato cárstico.

— **4.ª PARADA** — Kilómetro 57,5 aproximadamente, C-344 (Arcos-Grazalema-Ronda).

Panorámica de la serranía de Grazalema y Depresión de Ronda.

Implicaciones geomorfológicas de la litología y la estructura.

Comparaciones de las características de un paisaje cárstico con una zona próxima diferenciada.



— **5.ª PARADA** — Presa de la Cueva del Hundidero. Km. 3,4 carretera a Montejaque.

Reconocimiento de materiales, litología y estructura.

Observaciones sobre las características del aparato cárstico.

— **6.ª PARADA** — Cueva del Gato. Estación de Benaoján — Montejaque, Km 91, F.C. (Algeciras-Ronda).

Observación de una surgencia y relación con el aparato cárstico.

Materiales, litología y estructura.

7.ª PARADA — Cueva de la Pileta, kilómetro 4 de la carretera de Benaoján, a Cortes de la Frontera.

Síntesis final.

IV. INTRODUCCION AL PROCESO CARSTICO

La circulación de agua a través de los macizos calcáreos va acompañada de una serie de fenómenos que dan lugar a un modelado típico y una forma especial de circulación del agua subterránea. Por ello, las regiones calizas presentan un sello característico: la *MORFOLOGIA CARSTICA*.

Se entiende por *FENOMENO CARSTICO* al conjunto de transformaciones que se producen en una región caliza a consecuencia de la circulación del agua. Estos fenómenos (disolución, erosión, precipitación, etc.) están íntimamente ligados al clima, ya que la circulación hídrica depende de la pluviometría.

1. — CARBONATACION — La disolución de los macizos calcáreos no depende sólo de su composición y estructura; ni siquiera de la mayor o menor cantidad de agua circulante, dado que las calizas son rocas insolubles en agua en condiciones normales.

Para que la caliza se disuelva se necesita cierto grado de *ACIDEZ* en las aguas; esta acidez la proporciona el CO_2 que puede estar en disolución:



El ácido carbónico puede reaccionar con la caliza a la que transforma en bicarbonato de calcio:



Como el bicarbonato de calcio es soluble en agua, ésta se enriquece en CO_3Ca

La capacidad de disolución de las rocas carbonatadas es, pues, función de la concentración de CO_2 presente en el agua, el cual se incorpora a ésta en la atmósfera libre, durante las precipitaciones o, en mayor cantidad, en el suelo, también se incorpora al agua en cavidades y huecos existentes en la roca, ya que al ser el CO_2 bastante más pesado que el aire, tiende a acumularse en las partes bajas de dichas cavidades, siendo éste un hecho de vital importancia a la hora de explicar el desarrollo de algunos fenómenos y formas cársticas.

Existe un equilibrio entre las concentraciones de CO_2 existentes en el aire, agua y bicarbonato cálcico disuelto:



La rotura de este equilibrio, por ejemplo, aumento o descenso de la concentración de CO_2 en aire, implicaría el paso de CO_2 desde el bicarbonato al agua y de ésta al aire para recuperar el equilibrio perdido; lo cual implica una pérdida de CO_2 y el bicarbonato cálcico, soluble, pasa de nuevo a CO_3Ca , el cual es insoluble y precipita. Si por el contrario, aumenta el contenido en CO_2 del aire, para restablecer el equilibrio aumentaría también la concentración en agua, haciéndose esta más activa químicamente: habría, pues, disolución.

La disolución de las calizas se realiza esencialmente a través de fisuras, aunque también se da el caso de disolución masiva, es decir sin seguir direcciones de debilidad alguna. La disolución sobre fisuras se realiza o bien sobre una superficie de estratificación vertical o sobre diaclasas, siendo las zonas más óptimas para la disolución aquellas en las que se intersectan dos planos, ya se trate de dos diaclasas o de un plano de estratificación y una diaclasa.

2. — FORMAS DE APARATO CARSTICO

El conjunto de los materiales calizos, del agua circulante, de los procesos de disolución-erosión y precipitación, así como las formas típicas resultantes, constituyen el *APARATO CARSTICO*.

El aparato cárstico o carst, se adapta a las distintas formas estructurales que pueda presentar el macizo calcáreo: estratos horizontales, in-

clinados o verticales. El espesor de la masa caliza ha de tener la suficiente potencia y ha de estar seccionado por uno o varios sistemas de fracturas que faciliten la circulación de agua. Todo el aparato cárstico se debe apoyar en un sustrato impermeable, arcilloso o margoso, que constituya el nivel de base cárstico.

EL APARATO CARSTICO consta de varios tipos de formas.

A. — *LAPIAZ* — Formas superficiales de disolución, correspondientes al comienzo de la carstificación. Bajo el punto de vista hidrogeológico, el lapiaz, cuando está bien desarrollado, es una forma de absorción.

B. — *FORMAS DE ABSORCION* — Son formas superficiales por las cuales se produce la infiltración de las aguas, proporcionando además la morfología externa, típica del Carst. Pueden ser: *dolinas, uvalas, poljes, valles ciegos* (formas cerradas); *simas, sumideros, cuevas* formas abiertas); *cañones* (formas alóctonas).

C. — *FORMAS DE CONDUCCION* — Son formas por las cuales tiene lugar la circulación del agua desde las superficies de absorción hasta las *sugerencias*. Pueden ser: las *pequeñas fisuras* por las que el agua circula gota a gota y que son propias del carst embrionario (son los llamados conductos impenetrables); *simas y cuevas*, son formas de más de un metro de diámetro, considerados como las verdaderas formas de conducción del carst (son los conductos penetrables del carst).

D. — *FORMAS DE EMISION* — Conjunto de formas cársticas por la que se reintegra el agua hipogea a la circulación superficial: son la *surgencias*.

V. — DESARROLLO DEL ITINERARIO. —

1.ª **PARADA** — Ubrique.

A. — Cuestionario de observaciones:

1. — Localizar en el mapa topográfico el punto de la parada e identificar los principales relieves.

2. — ¿Existen características diferenciadoras entre el relieve observado frente al que se ha visto en zonas precedentes del itinerario seguido?

3. — Observa el mapa geológico y relaciona los principales relieves con las litologías y estructuras indicadas en el mapa.

4. — Teniendo en cuenta las litologías predominantes entre los materia-

les de la zona, ¿es posible la instalación en ella de un sistema de circulación de agua subterránea? ¿Qué factores están a favor o en contra?

5. — Observa la superficie de las rocas y busca rasgos morfológicos que indiquen alguna forma de meteorización superficial.

6. — Dando por hecho que nos encontramos en una zona cárstica, indica cuáles son los rasgos más relevantes de su paisaje.

7. — ¿A qué se deberá la presencia de algunos cursos fluviales desarrollados en esta zona?

B. — Conclusiones:

1. — En el itinerario recorrido desde Cádiz se han atravesado unas zonas de relieve muy suave (Litoral y Campiña). Progresivamente, a partir de Arcos de la Frontera, se ha transcurrido por relieves más acentuados, hasta llegar a las proximidades de El Bosque, punto a partir del cual se entra en una zona típicamente de montaña (Sierra de Cádiz), caracterizada por fuertes pendientes en las laderas y cotas elevadas.

2. — Este relieve más abrupto, está condicionado por la litología y estructura de los materiales que lo forman, siendo estos de naturaleza mayoritariamente calcárea, de edad jurásico-cretácica, fuertemente plegados y fracturados y ubicados en el dominio paleogeográfico Penibético (o subbético interno), dentro de las zonas Externas (Zona Subbética) de la Cordillera Bética.

Una tectónica que ha favorecido la elevación de estos materiales, junto con su gran resistencia a la erosión, ha permitido el desarrollo de los importantes relieves de estas sierras. Valles y barrancos coinciden con zonas de máxima debilidad, en relación, generalmente, con la estructura tectónica y la litología de los materiales en los que se desarrollan.

3. — Aunque los materiales calcáreos son muy resistentes a la mayoría de los agentes erosivos, su gran solubilidad en aguas cargadas de CO_2 permite que acontezcan una serie de procesos de disolución a favor de vías preferentes (planos de estratificación y fracturas), que tienden a ejercer su mayor acción en el interior del macizo carbonatado. La abertura de vías de penetración para las aguas, permite que la acción cárstica se realice en profundidad. En superficie, no obstante la poderosa acción erosiva de la disolución, aparecen relieves de importancia.

4. — La infiltración a favor de vías de penetración favorece la circulación del agua subterránea, lo que justifica la escasez o ausencia total de escorrentía superficial.

5. — Superficialmente, las rocas calcáreas presentan unas formas típicas de disolución, caracterizadas por una serie de acanaladuras de mayor o menor desarrollo, conocidas en su conjunto como LAPIAZ.



Foto 10. Aspecto típico que presenta el «lapiaz» o «lenar» en zonas cársticas.

6. — El conjunto de características y formas desarrolladas sobre un macizo calcáreo, dan al paisaje un aspecto típico pudiéndose hablar de una *MORFOLOGIA CARSTICA*, la cual se caracteriza por:

a) Poca o nula circulación de agua superficial. Muchas gargantas y cañones que surcan las zonas calizas suelen ser procedentes de la excavación de ríos nacidos en zonas extracársticas o por el hundimiento del techo de cavernas.

b) Presencia en superficie de abundantes formas de disolución (lapiaz) y absorción (dolinas).

c) En vertientes y laderas suelen aparecer numerosas cavidades y cavernas.

d) Poca vegetación, en ocasiones prácticamente nula, dependiendo del clima, ya que en climas relativamente húmedos el tapíz vegetal puede estar bastante bien desarrollado.

7.—La presencia en esta zona de cierta red de drenaje superficial (ver mapa topográfico), se debe probablemente al hecho de existir una serie de manantiales o surgencias, situados en la zona de contacto entre los materiales calizos y el nivel de base impermeable, lo que permite el nacimiento de algunos cursos fluviales y arroyos que discurren, en los márgenes del carst, a favor de zonas de debilidad y materiales más impermeables. (Ver mapa geológico fig. 24).

2.ª PARADA — La Manga de Villaluenga.

A—Cuestionario de observaciones:

1.—Sitúate en el mapa topográfico y reconoce sobre él la morfología de la Manga.

2.—Reconoce los materiales presentes y establece las diferentes litológicas, si es que existen.

3.—Observa las laderas y el fondo de la Manga y determina, con ayuda del mapa topográfico, el tipo de drenaje y el posible origen de este «valle».

4.—¿Existen criterios que permitan determinar la estructura tectónica de la Manga? Tomar medidas de dirección y buzamiento de los estratos.

5.—Sea cual sea el origen de ese valle, parece lógico que aprovechando la estructura morfológica, se instale allí una red fluvial. ¿Por qué no existe?

6.—Si existe una ausencia de drenaje superficial y esta es una zona de pluviometría que aunque con carácter estacional, se puede considerar alta (Ver fig. 47 itinerario 5.º). ¿Por dónde drena el agua? ¿Se observan en el fondo del valle formas favorables a la absorción? ¿Cuál podría ser el origen de estas formas?

SERIE ESTRATIGRAFICA DEL PENIBETICO AL W. DE RONDA

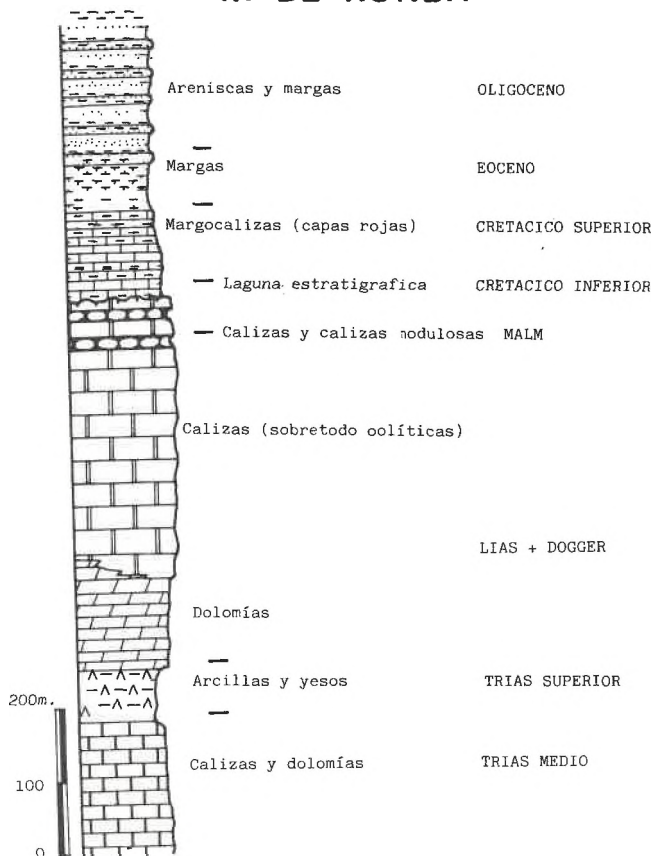


FIG. 20

B—Conclusiones:

1. — La Manga es un valle de paredes verticales y fondo más o menos plano formado sobre materiales de edad jurásico-cretácica. Estos materiales pertenecen al dominio paleogeográfico denominado Penibético (o Subbético Interno), integrante de la Zona Subbética. La columna estratigráfica de este dominio se representa con cierto detalle en la figura 20.

2. — La morfología de La Manga es reflejo de la estructura tectónica

de los materiales que la forman. El valle se instala sobre un sinclinal en cofre cuyo núcleo está ocupado por materiales cretácicos margo-calizos de color rojizo y cuyos flancos están formados por materiales jurásicos calizo-dolomítico en posición vertical, los cuales constituyen las laderas de La Manga. (ver Figura 21).

CORTE GEOLOGICO ESQUEMATICO DE LA MANGA DE VILLALUENGA

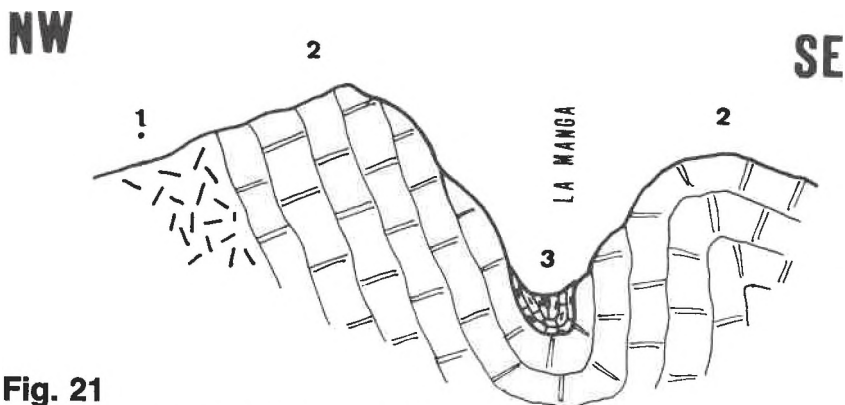


Fig. 21

1. Arcillas y yesos. TRIAS SUPERIOR
2. Calizas. JURASICO
3. Margocalizas (capas rojas). CRETACICO SUPERIOR

3.—La posterior evolución morfológica de la Manga está condicionada por los factores estructurales y litológicos: la dirección del valle coincide con la del eje sinclinal y la excavación del mismo ha tenido lugar sobre los materiales menos resistentes a la erosión, como son las margo-calizas cretácicas de las cuales sólo han quedado restos en el fondo del valle.

4.—En un principio, aprovechando la presencia de materiales más impermeables y menos propensos a los procesos de carstificación como son las margo-calizas rojas cretácicas posiblemente se debió instalar una red de drenaje superficial, siguiendo las direcciones estructurales, la cual fue excavando un valle a favor de estos materiales jurásicos, facilitando la infiltración del agua superficial y la creación de formas cársticas

de absorción, como son las dolinas y uvalas, las cuales son consecuencia de la disolución de las calizas a favor de las fracturas de los planos de estratificación o las intersecciones de estos.

3.ª PARADA — Villaluenga del Rosario.

1. — Cuestionario de observaciones.

1. — Sitúate en el mapa topográfico, reconoce la morfología y observa las posibles peculiaridades de la red de drenaje en esta parte de la Manga, tanto en el mapa como en el campo.

2. — Camina arroyo abajo y observa las formas de erosión fluvial existentes en el cauce; descríbelas y analiza su origen.

3. — ¿Cuál es la dirección de drenaje de este arroyo? ¿Dónde vierte sus aguas? ¿A qué tipo de forma cárstica corresponde este conjunto?

4. — Conociendo la litología y estructura en esta zona. ¿Existen razones que justifiquen la presencia de esta sima? ¿Qué funciones realizan las mismas en el aparato cárstico?

5. — Observa la dirección de la sima en el mapa topográfico e intenta determinar la dirección del flujo subterráneo.

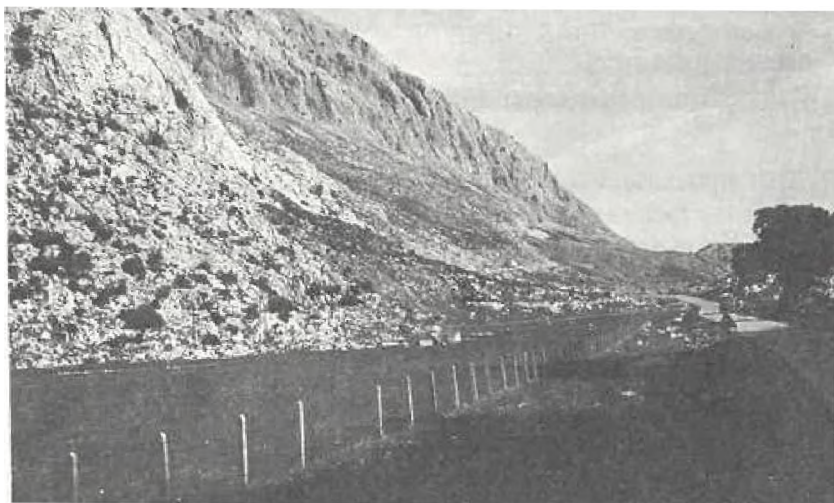


Foto 11. Vista general de la Manga de Villaluenga.

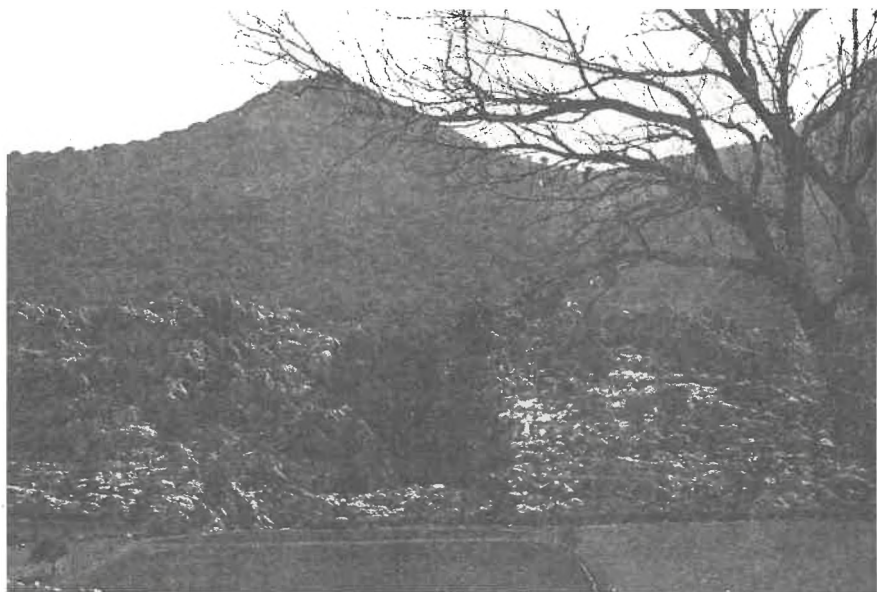


Foto 12. Aspecto externo de la Sima de Villaluenga.



Foto 13. Antrada de la Sima de Villaluenga.

B. — Conclusiones:

1.—En el punto donde se realiza la parada se puede observar un arroyo, cuya dirección coincide con la de la estructura tectónica de la zona, arroyo que se pierde, (*valle ciego*) en la denominada *sima de Villaluenga*.

A lo largo del curso de dicho arroyo se observan formas de erosión fluvial, como son pilancones o marmitas de gigante, así como cantos y bloques rodados.

2.—El arroyo drena sus aguas hacia la sima, la cual funciona tanto como forma de absorción como de conducción. El origen de esta sima puede estar relacionado con la existencia de fracturas dentro del macizo calcáreo, fácilmente observables en las laderas de la Manga.

3.—Según la dirección del arroyo, la orientación de la sima, y conociendo las direcciones estructurales de los materiales, se podría pensar que probablemente, el flujo se realiza en dirección ENE.-WSW. y sentido



Foto 14. Pilancones o marmitas de gigante en el cauce del arroyo que drena hacia la Sima de Villaluenga.

hacia el W. y que eyacularía en las proximidades de Ubrique, zona más baja topográficamente y en la cual aflora el nivel de base impermeable (observa el mapa geológico), lo que permite la existencia de surgencias. Es importante hacer notar que existen notables manantiales en las inmediaciones de Ubrique. Véase, a este respecto, el mapa topográfico.

4.ª PARADA — Panorámica: Serranía de Grazalema — Depresión de Ronda.

A. — Cuestionario de observaciones

1. — Localiza la situación de la parada en el mapa topográfico y reconoce en el mismo los principales relieves.

2. — Determina las diferencias morfológicas entre la Serranía de Grazalema y la zona de la Depresión de Ronda, intentando establecer las razones litológicas y tectónicas de estas variaciones.

3. — Observa el corte geológico de la figura 22 (Lagarín-Malaver) y establece las relaciones de la litología y estructura con el relieve.

4. — ¿Cómo será la disposición de la red de drenaje en la zona de la Depresión de Ronda? ¿Qué diferencias existen entre este tipo de red y la de la zona de Grazalema-Ubrique?

B. — Conclusiones:

1. — Nos encontramos en un punto desde el cual se divisan dos zonas bien diferenciadas, tanto en sus aspectos morfológicos como geológicos e hidrológicos.

Al Oeste se divisa la Serranía de Grazalema, macizo calcáreo fuertemente tectonizado, con elevadas cotas y fuertes pendientes, sobre el cual se han establecido uno o más aparatos cársticos, más o menos desarrollados, que condicionan la ausencia de una red de drenaje superficial. Al Este, se observa la Depresión de Ronda, la cual, exceptuando algunos relieves aislados (Lagarín y Malaver), se caracteriza por un relieve de tipo tabular, formado por materiales postorogénicos de edad Mioceno superior, constituídos por areniscas calcáreas bioclásticas, y margas sobre los cuales se instala una red de drenaje superficial normal. (ver fotografías, 15 y 19).

Por otra parte (ver mapa geológico), los materiales que afloran donde se está realizando esta parada, pertenecen a la Unidad del Aljibe, del

complejo de unidades del Campo de Gibraltar, la cual está constituida por arcillas en la base y areniscas en el techo. Las arcillas proporcionan unos relieves suaves de escasa pendiente, mientras que las areniscas (areniscas del Aljibe), dan relieves más abruptos, y corresponden a la zona más cubierta de vegetación.

2. — Hacia el Nordeste, destacan dos relieves, el Lagarín y el Malaver cuya litología y estructuras diferentes a la de los materiales de su entorno y a los de la Depresión de Ronda, ha permitido su preservación como restos de la erosión, y permanecen dando un relieve sobresaliente respecto a los materiales blandos adyacentes.

3. — Dado que la Depresión de Ronda no es una zona cárstica, sobre ella se ha instalado una red de drenaje superficial bien desarrollada (ver mapa topográfico y geológico). Respecto a la escorrentía subterránea, la naturaleza de los materiales permite cierta infiltración del agua, dada su porosidad y permeabilidad, que se transformará en flujo subterráneo. Este presentará características bien distintas al de las aguas cársticas,

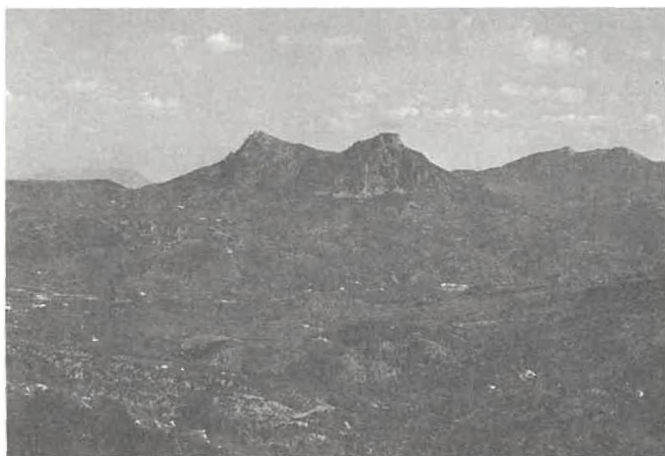


Foto 15. Vista del Cerro Lagarín.

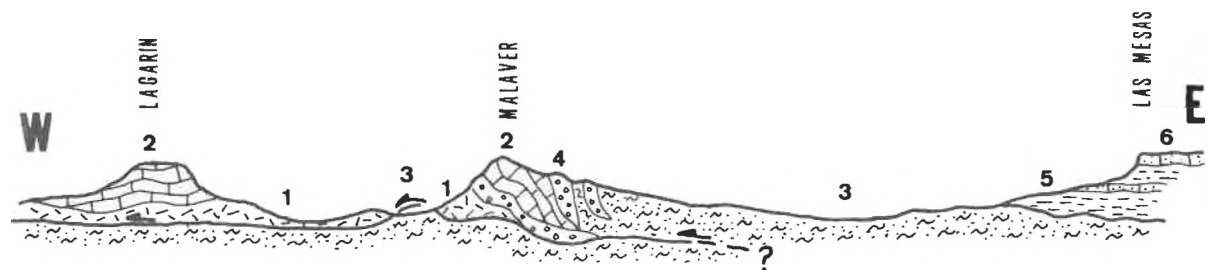


Fig. 22

1. Arcillas y yesos. TRIAS SUPERIOR
2. Calizas y dolomías. JURASICO
3. Arcillas y areniscas. MIOCENO INFERIOR
4. Conglomerados. MIOCENO INFERIOR
5. Arcillas y margas. MIOCENO SUPERIOR
6. Areniscas calcáreas (calcarenitas). MIOCENO SUPERIOR

dado que estas últimas fluyen a través de grietas y fisuras por las que circula el agua de modo independiente, sin desechar cierto grado de intercomunicación, mientras que en los materiales del tipo de los de la Depresión de Ronda, el flujo se realiza preferentemente a favor de los poros de la roca en forma de manto acuífero subterráneo, el cual drena masivamente desde las zonas de mayor presión hidrostática hacia las de menor presión. La figura 23 ilustra estos dos diferentes modelos de circulación del agua subterránea, en zonas cársticas y en terrenos permeables no cársticos.

5.ª **PARADA** — Presa de la Cueva del Hundidero.

A. — Cuestionario de observaciones:

1. — Situación geográfica, orientación en el mapa topográfico e identificación de los principales relieves.

2. — Diferenciación de los materiales según litología, estructura e incidencia en el relieve.

3. — A tenor de la litología y estructura de los materiales predominantes en esta zona. ¿Qué tipo de escorrentía y modelado externo cabe esperar?

4. — Observa el valle del río Gaduares y comprueba su ubicación en el mapa topográfico. Respecto a la morfología cárstica, ¿de qué tipo de forma puede tratarse?

5. — En el fondo del valle, ¿existen otras formas típicamente cársticas? ¿Qué funciones cumplen?

6. — Al pie de la presa existe un sumidero, la Cueva del Hundidero, mediante el cual drena el agua hacia profundidad. ¿Qué se pretendía al construir la presa? ¿Con qué factores no contaron?

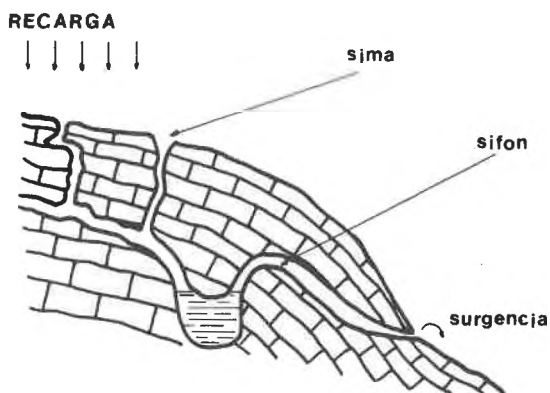
7. — Observa la obra civil de la presa y determina si existen intentos de impedir la pérdida de agua.

8. — Si el agua es absorbida y pasa a ser escorrentía subterránea, ¿hacia dónde drena?. Observa los mapas topográficos y geológicos y determina la posible dirección del flujo subterráneo. ¿Qué criterios podrían servir para determinarlo?

B. — Conclusiones

1. — Nos encontramos en la presa de la Cueva del Hundidero, hoy día

CIRCULACION SUBTERRANEA EN ZONAS CARSTICAS



CIRCULACION SUBTERRANEA EN ZONAS PERMEABLES

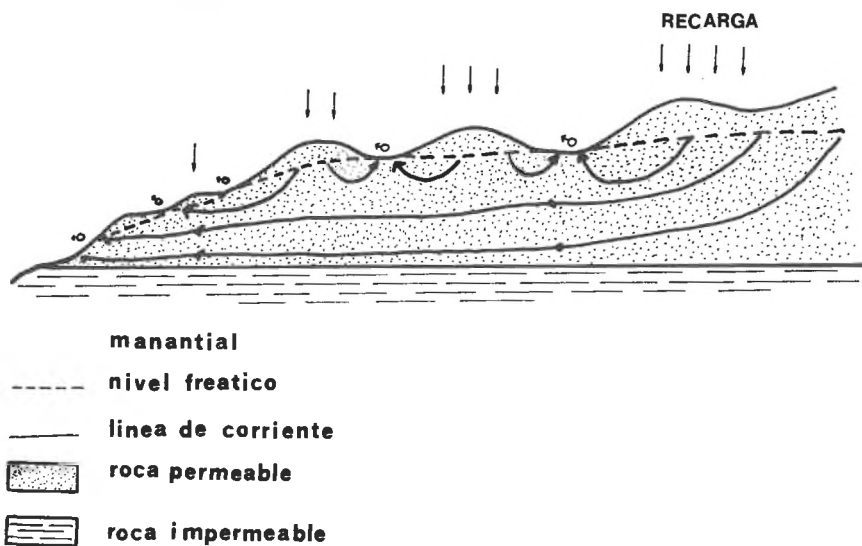


Fig. 23

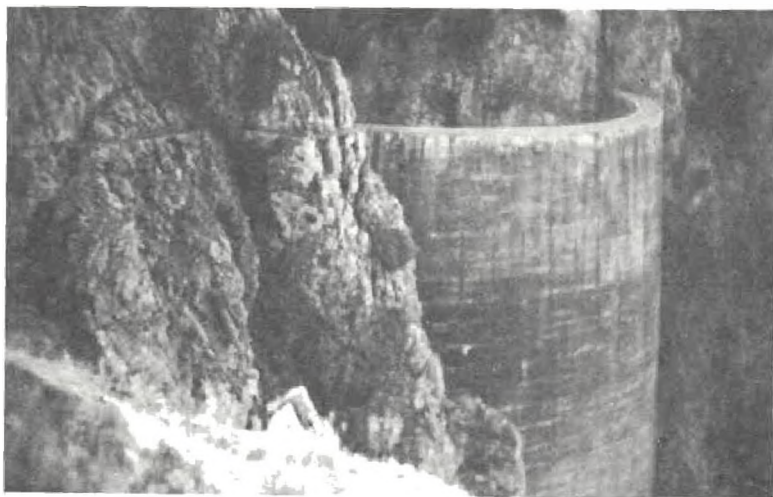


Foto 16. Vista de la Presa del Hundidero sobre el cauce seco en esta zona carstificada, del Rio Gaduares.



Foto 17 Vista del cerro Tavizna, situado en el estribo derecho de la presa del Hundidero, en las proximidades de Montejaque.

inutilizada y abandonada. Los relieves más sobresalientes son: el Hacho de Montejaque (1.075 mts.) hacia el W, al Este el Cerro Mures (870 mts.) y el Cerro Tavizna (908 mts.) que constituye uno de los asentamientos del estribo derecho (aguas abajo) de la presa.

2. — En la zona aparecen materiales calcáreos y dolomíticos de edad jurásico-cretácica, pertenecientes al dominio Penibético de la Cordillera Bética, es decir, el mismo que en la zona de las Sierras del Caíllo y del Endrinal más al Oeste; estos materiales se ponen en contacto con los de la Unidad del Aljibe que ocupan una parte importante del valle del río Gaduares, en el cual está ubicada la presa.

Los relieves más acentuados (Hacho, Tavizna), están contrituídos por calizas dolomíticas del Jurásico. Ambos se ubican en el flanco N. de un anticlinal en cofre fallado y erosionado, de características parecidas a las del sinclinal que constituye La Manga de Villaluenga, situada al W. Los relieves más bajos corresponden a los materiales calco-margosos de edad cretácica, así como a los materiales pertenecientes a las facies Aljibe. Véase el corte R-R' de la figura 25.

3. — A tenor de la litología (calizas) es claro que se trata de una zona carstificable, conectada con la zona de las sierras del Caíllo y del Endrinal.

En el valle del río Gaduares, en el cual se ha establecido la presa, se observa, aguas abajo de ésta, el cierre topográfico de dicho valle (ver mapa topográfico), tratándose pues de una «forma cerrada», típica en las regiones cársticas, probablemente de un *polje*, el cual constituye una de las principales formas de absorción del carst. Por otra parte, el río Gaduares, que sume sus aguas en la Cueva del Huididero, constituye un *valle ciego*.

4. — En el fondo del valle, próximo a la presa, en el estribo izquierdo aguas abajo, aparecen una serie de pequeñísimas depresiones circulares, muy próximas unas de otras. Se trata de *DOLINAS*, formadas por disolución a favor de fracturas o zonas de debilidad, todavía no muy desarrolladas y cuya función es la de absorber el agua superficial.

5. — La Sima o Cueva del Huididero se sitúa aguas abajo de la presa y al construirse ésta, se pretendía captar todas las aguas que drenaran hacia dicho sumidero, no contándose por lo visto con el hecho de que en gran parte del valle del Gaduares existe un aparato cárstico bien desa-

rollado, el cual absorbe el agua impidiendo el embalsamiento de la misma.

Si se observa la obra de la presa, se pueden comprobar los intentos que de alguna forma se hicieron para impermeabilizar algunas partes de las laderas, o para proteger las pendientes de los derrumbamientos, a base de fijar los estratos con anclajes y recubrir con lechadas de cemento.

6. — El flujo subterráneo debe dirigirse de una forma general, hacia el Sur en dirección a la Cueva del Gato, siendo drenado posteriormente por el río Guadiaro, el cual señala el nivel de base de este aparato cárstico. Los criterios que podrían servir para la determinación de este flujo son: presencia de surgencias y de materiales impermeables a cotas más bajas topográficamente; presencia de ríos que drenan las aguas subterráneas, y datos acerca de la dirección estructural predominante en el macizo calcáreo. La comprobación final se haría marcando las aguas con fluoresceína o con algún isótopo radiactivo y comprobar posteriormente su presencia en las diferentes surgencias y ríos de la zona.

6.ª PARADA — Cueva del Gato.

A — Cuestionario de observaciones:

1. — Situación Geográfica, orientación en el mapa topográfico y posición respecto a las paradas anteriores.

2. — Reconocimiento de los materiales, litología y estructura.

3. — ¿Existen razones geológicas que justifiquen esta surgencia?

4. — ¿Existe alguna disposición especial de la surgencia respecto a los materiales?

5. — ¿Cuál sería la zona de recarga? Consulta el mapa topográfico y geológico.

6. — Según la disposición de la estratificación, ¿qué dirección ha de suponerse que sigue el flujo subterráneo?

B — Conclusiones:

1. — La Cueva del Gato se sitúa en las proximidades de la estación de ferrocarril Benaoján-Montejaque (Km. 91 ferrocarril Algeciras-Ronda), a una cota de 440 mts., lo que supone un considerable descenso respecto a la parada anterior (Presa del Hundidero) (ver mapa topográfico).

2.—La surgencia de la Cueva del Gato está situada en la zona de contacto entre los materiales jurásicos calcáreos y el cretácico margocalizo más impermeable, por el cual discurre el río Guadiaro, el cual señala el nivel de base en esta parte del carst.

3.—Los materiales calcáreos jurásicos se presentan bien estratificados con un buzamiento cercano a la vertical y dirección aproximada NNE.-SSW., disposición que, en la zona de la surgencia, aparece perpendicular al flujo de agua en la Cueva, en el momento actual, lo cual hace suponer que durante mucho tiempo el agua se debió de ver obstaculizada por los estratos, hasta que se abrió la cavidad y comunicó con el exterior, adoptando la disposición actual.

4.—El origen del agua que eyacula por esta surgencia está en las filtraciones que se producen en zonas más altas del carst, sobre todo en el valle del río Gaduares, sumidero del Hundidero y otras muchas superficies de absorción distribuidas por todo el macizo calcáreo, al que proporcionan en superficie un modelado cárstico típico: dolinas, lapiaz, etc.

5.—Aunque la surgencia, como se ha dicho anteriormente, sigue una dirección perpendicular a la dirección de los estratos, dado que una de las principales zonas de recarga es el valle del río Gaduares y el sumidero de la Cueva del Hundidero, la dirección del flujo subterráneo, aguas arriba de la surgencia, deberá seguir, en general, una dirección más o menos paralela a la de la estratificación, cambiando localmente como en el punto donde se produce la surgencia NNE.-SSW.

7.ª PARADA — Cueva de la Pileta

Se trata de una serie de cavidades excavadas en las calizas por procesos cársticos. Las galerías y zonas ensanchadas se disponen en dos pisos. La cavidad mayor, el Salón, es de grandes proporciones, con alto techo sostenido con haces de columnas y decorado por formaciones estalactíticas. Aquí mismo se descubrieron a principios de siglo, pinturas rupestres del Paleolítico y Neolítico.

Cuestionario de Observaciones:

— Ubicación de la cueva y relación con la estructura del macizo calcáreo. Véase el corte MM' de la figura 7.

- Observación de los fenómenos de sedimentación química y mecánica.
- Génesis de los procesos de estaligmitización.

SINTESIS FINAL

1.—*Delimitación del macizo cárstico* — Observa el mapa topográfico y el geológico y delimita en ellos la zona cárstica visitada, estableciendo las relaciones litológicas y estructurales entre la parte occidental (Sierras del Callo y Endrinal) y la oriental (Sierra de Libar). Deduce si se trata de un único aparato cárstico o por el contrario de varios formando un sistema. Tanto si se trata de uno como de otro, determina las zonas principales de recarga, las surgencias y la dirección del flujo subterráneo.

2.— *Relación con el Ciclo Cárstico General* (grado de evolución del carst). Se trata de determinar el grado de evolución del aparato cárstico observado, respecto a lo que de una forma teórica se denomina el CICLO CARSTICO, conociendo los distintos períodos que lo componen y estableciendo las analogías a partir de las observaciones realizadas.

Se denomina *CARSTIFICACION* al conjunto de procesos que se dan en un macizo calcáreo y cuyo resultado es la transformación de una zona con escorrentía superficial en otra con escorrentía subterránea. Los procesos de carstificación se suceden formando un *CICLO*, el cual consta de una serie de *PERIODOS*. Un ciclo se cierra cuando, una vez denuddado el carst, la escorrentía se hace de nuevo superficial. En la evolución de un carst se admiten una serie de períodos que son:

A— *P. EMBRIONARIO* — La penetración del agua en el carst se realiza gota a gota a través de fisuras muy estrechas, las cuales empiezan a sufrir los efectos de la *carbonatación* y se van ampliando poco a poco, de forma tal que al final de este período el agua circula en un flujo continuo, aunque rellenando completamente los conductos, es decir, a presión hidrostática. Hay pues, en este período un dominio de los procesos de disolución.

B— *P. JUVENIL* — Aumentan considerablemente los fenómenos de disolución en la superficie de las rocas calcáreas, y, como todavía son muy estrechos los conductos, circula mucha agua por la superficie, a la

cual someten a un proceso de disolución, generándose el *LAPIAZ*, e inmediatamente, el agua circula a presión hidrostática, dada la estrechez de los conductos, aunque ya empiezan a ensancharse y a intersectarse unos con otros. Al final los conductos están lo suficientemente ensanchados que el agua no los llena completamente, comienza entonces el proceso fluvial o de circulación libre, es decir no hidrostática y el dominio de la erosión sobre la disolución.

C— *P. DE MADUREZ* — En superficie las dolinas se conjugan y forman *UVALAS*; aparecen algunas *SIMAS* en los fondos de las dolinas y la absorción de agua se hace más intensa; el paisaje cárstico está ya perfectamente moldeado, la circulación de agua es totalmente subterránea. En las fases finales de la madurez, en superficie hacen su aparición los *poljes*, por conjugación de uvalas.

En profundidad existen ya los primeros derrumbamientos (fases clásticas), los cuales generan caos de bloques que obstaculizan la circulación del agua, generándose lagos subterráneos. Comienzan también los procesos de estalagmitización. Mientras tanto, las cavernas y cuevas pueden ser abandonadas por el agua, yendo esta hacia zonas más profundas (muerte hidrológica de las cavidades).

D— *P. DE SENILIDAD* — En superficie existe una degradación casi total de las formas cársticas; ausencia de dolinas cuyas dimensiones son muy grandes; se originan formas residuales como *puentes*, *arcos*, *ventanas naturales*, *gargantas* o *cañones*, etc. El paisaje adquiere unas características inusitadas, denominándose *RUINIFORME* (Ciudad Encantada de Cuenca, Torcal de Antequera, etc.). La ecorrentía vuelve a ser superficial, por desinhumación del nivel de base impermeable.

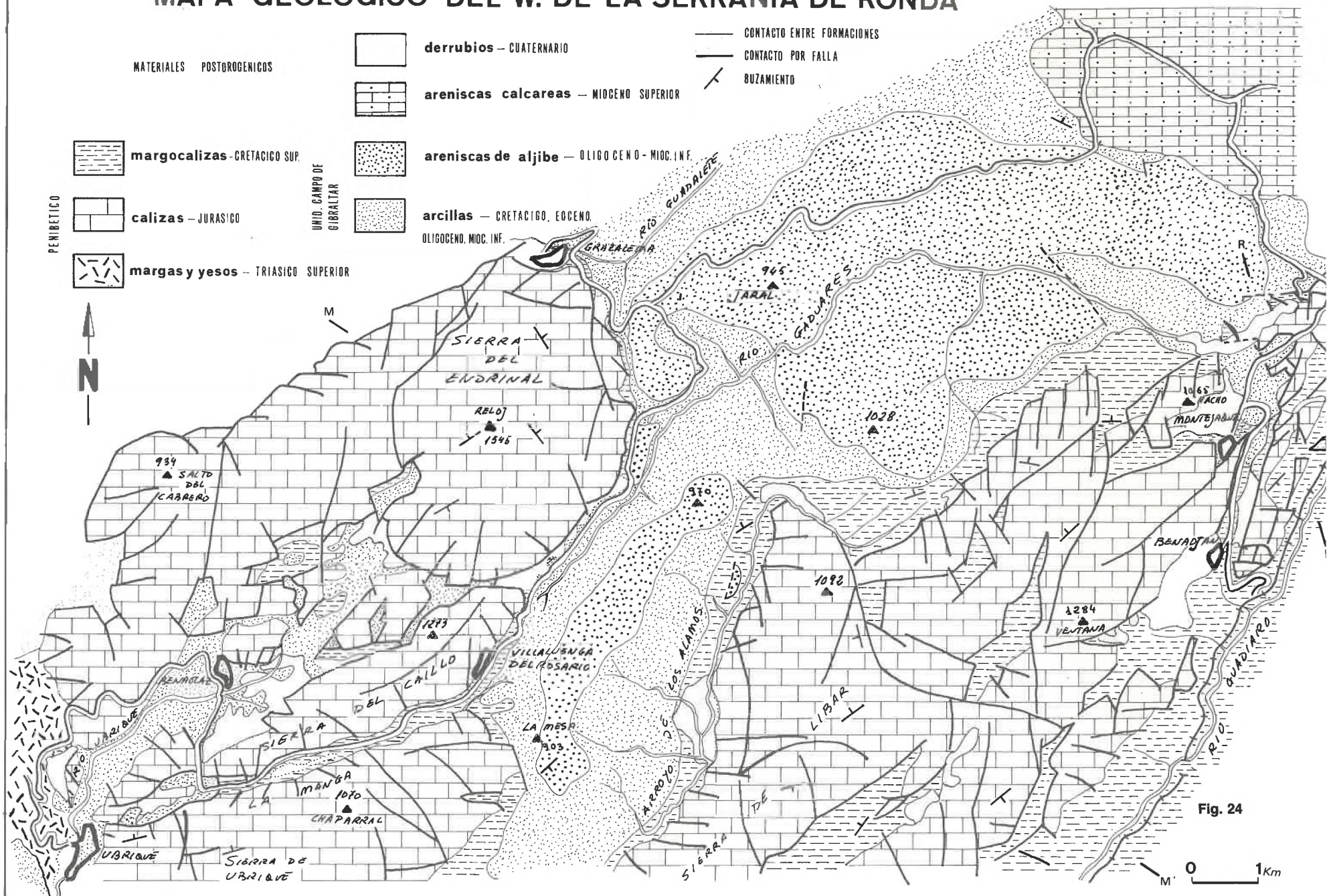
En profundidad existe una gran sedimentación química y el proceso de estalagmitización adquiere dimensiones extraordinarias. Los suelos de las cavernas se pavimentan con cortezas estalactíticas y los bloques caídos del techo son cubiertos. La terminación del período de senilidad de las cavernas consiste, o bien en su total fosilización por procesos litoquímicos, o en su muerte por la anulación de la infiltración.

Según las observaciones realizadas a lo largo del itinerario recorrido a través de las formaciones calcáreas cársticas de las Sierras del Endri-

nal, Caillo y Libar, y teniendo en cuenta los datos proporcionados en el apartado anterior sobre evolución cárstica, se podría intentar determinar el estado evolutivo en el que se encuentra actualmente estos macizos.

Hay que descartar los estadíos embrionario y juvenil, dado que se han superado ampliamente las fases inicial y de lapiacización. Por otra parte como todavía no existe una gran degradación superficial de los materiales, ni se dan las características propias de lo que podemos denominar un relieve ruiniforme; hay que descartar el período de senectud, por lo que no cabe más que considerar que se encuentra en un período de *MADUREZ* relativo, caracterizado por la existencia de simas, cavernas bien desarrolladas, formas estalactíticas y estalagmíticas y una es-correntía subterránea importante, mientras que en superficie las formas de absorción están bien desarrolladas.

MAPA GEOLOGICO DEL W. DE LA SERRANIA DE RONDA



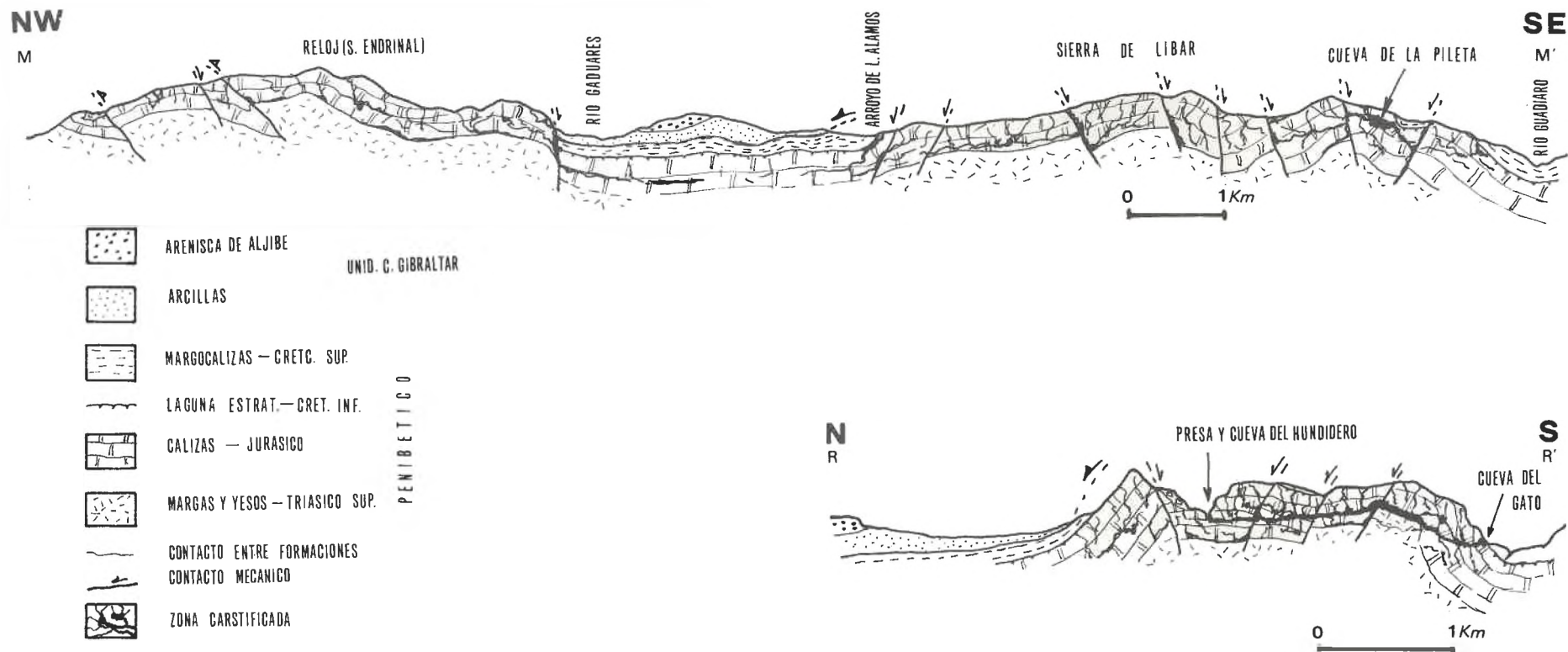


Fig. 25

CORTES GEOLOGICOS

VI

ITINERARIO N° 3

ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURA DE LAS UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR

I. INTRODUCCION

Los objetivos que se pretenden cubrir al realizar este itinerario, son los siguientes:

1.—Reconocer los materiales que componen las unidades del Campo de Gibraltar, que son las más ampliamente representadas en la provincia de Cádiz.

2.—Realizar una serie de observaciones de tipo geomorfológico sobre dichos materiales.

3.—Establecer una serie estratigráfica en materiales de naturaleza detrítica.

4.—Reconocimiento de estructuras sedimentarias.

5.—Interpretar los resultados estratigráficos y deducir el ambiente sedimentario.

Para la realización del Itinerario es conveniente la utilización del mapa topográfico de Algeciras Escala 1/50.000.

II. SITUACION GEOLOGICA

El complejo de Unidades del Campo de Gibraltar está constituido por un conjunto de unidades tectónicas (mantos de corrimiento), cuyos materiales constituyentes, a consecuencia de las deformaciones tectónicas fueron expulsadas de sus patrias sedimentarias originales y acumuladas en una cuenca marina profunda, según las últimas interpretaciones, a

modo de grandes bloques de dimensiones kilométricas, algunos de ellos; en dicha cuenca se depositaban además arcillas escamosas rojas, verdes y negras, por lo que al conjunto de toda la formación se le ha dado el nombre de **ARCILLAS CON BLOQUES**.

Muchas de las sierras y relieves que forman buena parte de la provincia, pueden considerarse como gigantescos bloques que se han sedimentado a la vez que lo hacían las arcillas, quedando empastados por éstas, por ejemplo la Sierra del Aljibe, que hasta ahora se la consideraba como una unidad aparte y a las arcillas como la base de esta formación. Esto explica también el hecho de que un material de edad miocena inferior (las arcillas), contengan materiales de edades anteriores (cretácicos, eocenos, etc.), ya que como se ha dicho anteriormente, estos materiales más antiguos fueron desplazados de sus zonas originarias y resedimentados de nuevo con las arcillas más modernas.

Tectónicamente, estas unidades se encuentran situadas entre la Zona Subbética a la que cabalgan y la Bética que las cabalga a ellas.

Pero, a pesar del caos existente en el seno de este conjunto de materiales, es posible establecer un cierto orden en base a las características de cada gran bloque. Ello permite distinguir algunas unidades independientes, de entre las que destacaremos la de **ALJIBE** y la de **ALGECIRAS**, en las cuales se realizarán la mayor parte de las observaciones previstas en este itinerario.

Desde el punto de vista estratigráfico, estas dos unidades se caracterizan por estar constituídas por materiales sedimentarios de edad fundamentalmente terciaria, presentando «facies flysch», lo que significa que, a partir de sus características litológicas y de su edad, se puede deducir que la sedimentación aconteció en un ambiente tectónicamente inestable, justo antes de iniciarse el plegamiento o durante las primeras fases del mismo. Es frecuente que las facies flysch estén representadas, en buena parte por **TURBIDITAS**, que son materiales sedimentarios depositados por *corrientes de turbidez*.

De las dos unidades que se van a estudiar en este recorrido, es decir la del Aljibe y la de Algeciras, la primera se caracteriza por estar constituída, casi en su totalidad, por una arenisca cuarcífera, denominada por Gavala la **ARENISCA DEL ALJIBE**, y cuya edad oscila entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior. Por otra parte, la Unidad de Algeciras se caracterí-

za por un conjunto margo-arenisco-micáceo de edad oligocena y en cuya base aparecen arcillas rojas y calizas detríticas rosadas, estratificadas en finos bancos pertenecientes al Eoceno.

III. ITINERARIO (Ver Fig. 26)

— **1.ª PARADA.** La Barca de Vejer.

Observaciones sobre el Mioceno Sup. postorogénico en el talud de la carretera.

— **2.ª PARADA.** Cantera próxima a Tarifa, en el Km. 87 (aproximadamente) de la carretera N-340.

Reconocimiento de materiales.

Observación de pliegues.

— **3.ª PARADA.** Puerto del Cabrito (N-340).

Panorámica de los relieves circundantes.

Observación del Estrecho de Gibraltar.

Continuidad de las Unidades del Campo de Gibraltar en el Norte de África.

— **4.ª y 5.ª PARADAS.** Punta Carnero-Getares. Desviación a la derecha en la N-340, un poco antes de entrar en Algeciras.

Observaciones geomorfológicas.

Utilización de la brújula.

Reconocimiento de estructuras sedimentarias y secuencias.

Interpretación sedimentaria.

— **6.ª PARADA.** Castellar de la Frontera y Presa de Guadarranque.

Observación de las areniscas del Aljibe.

Cuestiones geomorfológicas y climáticas

IV. MODALIDADES DE TRANSPORTE Y DEPOSITO DE SEDIMENTOS DETRITICOS. INTRODUCCION AL CONCEPTO DE TURBIDITA.

¿Cuál es la causa de que en la superficie de la corteza terrestre se produzcan los procesos de erosión, transporte y sedimentación? La respuesta debe darse en términos de energía, dado que al producirse estos procesos hay un descenso general en la energía del sistema; las partículas que tengan posiciones elevadas tienden a perder su energía potencial y a descender hacia las zonas más bajas, en las que se acumulan (cuencas de sedimentación).

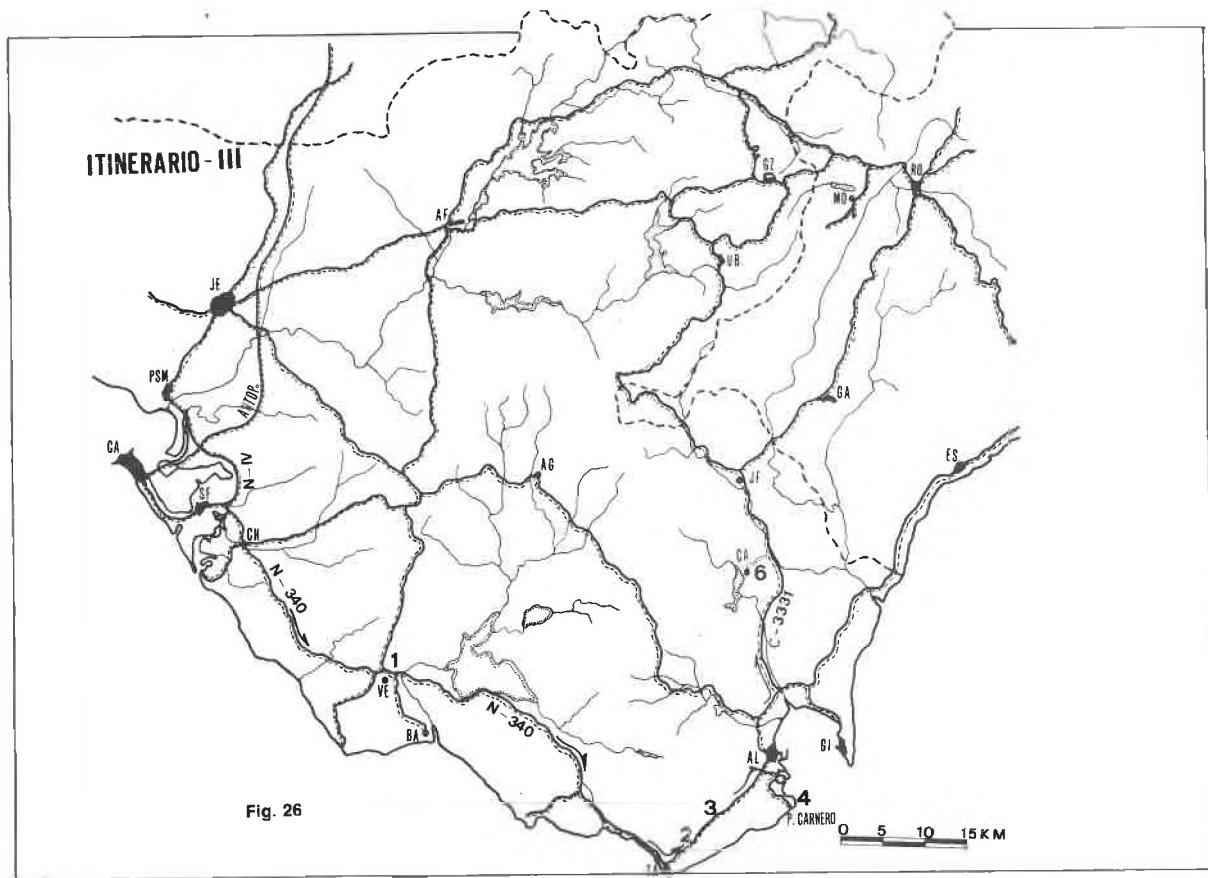


Fig. 26

El transporte puede producirse en el seno de fluidos (aire o agua), siendo la causa última del mismo la gravedad, aunque puede darse el caso de otro tipo de transporte en el cual la gravedad no es la causa última sino la primera y única, es el caso del deslizamiento de materiales por las laderas y escarpes. De acuerdo con esto, se puede establecer dos modalidades de transporte:

a. **Transporte por tracción.** Es el caso de un fluido (aire, agua o hielo) que se mueve por acción de la gravedad y posee una energía cinética que transmite en parte a cierto número de partículas a las que arrastra consigo (tracción). En este tipo de transporte, la carga arrastrada se comporta de forma pasiva, ya que no se mueve por sí misma sino que es arrastrada por la corriente. Este es el tipo de transporte realizado por el viento, aguas fluviales, glaciares, así como por olas y mareas.

b. **Transporte por gravedad.** En este caso la gravedad no actúa tanto sobre el fluido como sobre las partículas que, por su propio peso, tienden a desplazarse hacia zonas más bajas y estables. Un factor esencial para que se produzca este tipo de transporte es la *pendiente*. Sin una pendiente suficiente no puede haber transporte por gravedad.

Es posible que el transporte por gravedad tenga lugar en el seno de un fluido. Tal es el caso de un desplome submarino. Aquí conviene tener en cuenta un factor adicional: las partículas tienden a mezclarse con el agua y a arrastrarla consigo. En este caso es el fluido el que se comporta de modo pasivo y es arrastrado por la carga de partículas que se desplaza pendiente abajo y que transmite al agua parte de su energía cinética. Pero hay que tener en cuenta un factor más: el agua cargada de partículas como consecuencia del desplome, tiene una densidad media superior a la del agua clara adyacente. En consecuencia, un volumen de agua turbia pesa más que el mismo volumen de agua clara: por tanto, si existe una pendiente, el agua turbia se moverá hacia abajo en el seno del agua clara. *Estas corrientes turbias, de agua cargada de partículas, cuya densidad es mayor que 1, se denominan CORRIENTES DE TURBIDEZ y los depósitos que originan TURBIDITAS.*

Evidentemente pueden darse todos los casos intermedios entre un desplome submarino y una corriente de turbidez: las diferencias estarán tan solo en la *densidad media* de la masa que se desplaza, que será

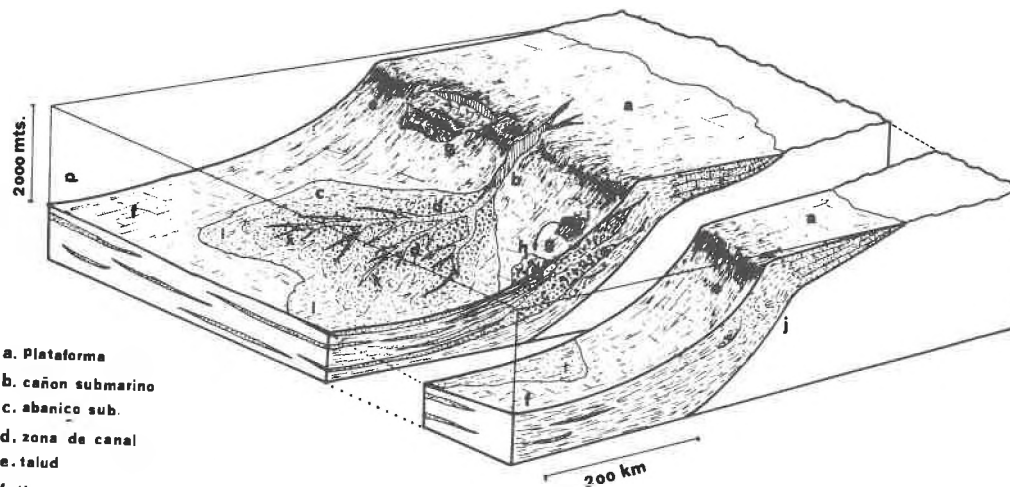
mayor cuanto menos agua se haya mezclado con las partículas deslizadas. Es más, ambos tipos están asociados, ya que las corrientes de turbidez suelen ser la consecuencia de desplomes submarinos previos.

Las corrientes de turbidez pueden alcanzar velocidades superiores a los 100 Km/h. y son responsables del transporte de ingentes cantidades de sedimentos desde las zonas de plataforma a los fondos oceánicos profundos. Aunque necesariamente no van canalizadas, actúan a modo de grandes ríos gravitatorios subacuáticos, a lo largo de los cañones submarinos existentes en el talud continental, a cuyo pie o en la llanura abisal se acumula el material transportado, a modo de gigantescos conos de deyección o abanicos submarinos profundos.

Una corriente cargada de partículas posee más capacidad erosiva cuanto mayor es su velocidad. Puesto que las corrientes de turbidez adquieren su velocidad gracias a la pendiente, mientras esta exista su capacidad erosiva se mantiene e incluso se acentúa con incorporación de nuevas partículas a la corriente. Al desaparecer la pendiente, debido al rozamiento con el fondo, la corriente tiende a perder velocidad y por lo tanto capacidad erosiva. Después comienza el depósito de las partículas, primero las más gruesas y luego las mas finas (granoclasificación); también el arrastre de algunas de ellas sobre el fondo, con formación de ripples, cuando la corriente no puede llevar parte de la carga en suspensión y, finalmente la caída de las partículas más finas (limo y arcilla) cuando la corriente ha perdido toda su energía. En definitiva, la historia de una corriente de turbidez queda registrada en el depósito sedimentario que deja. En las figuras 27 y 28 se esquematiza el proceso.

Lógicamente, cuanto más cerca del vértice del abanico submarino se sitúa el depósito, más importantes serán las superficies de erosión y mayor será el tamaño del grano, y el espesor de los estratos. Igualmente cuanto más lejos de la desembocadura del cañón, menos importantes serán las superficies de erosión y menor será el tamaño de grano y el espesor de los estratos. Del mismo modo, las características de los depósitos serán diferentes según se haya depositado en zonas canalizadas, en zonas entre canales o en lóbulos deposicionales situados al final de cada canal del abanico.

BLOQUE DIAGRAMA DE UN ABANICO SUBMARINO PROFUNDO



- a. Plataforma
- b. cañon submarino
- c. abanico sub.
- d. zona de canal
- e. talud
- f. llanura sub.
- g. desplome sub.
- h. brecha intrafomacional
- i. cicatriz
- j. desplome "slumping"
- k. zona proximal
- l. zona distal

Fig. 27

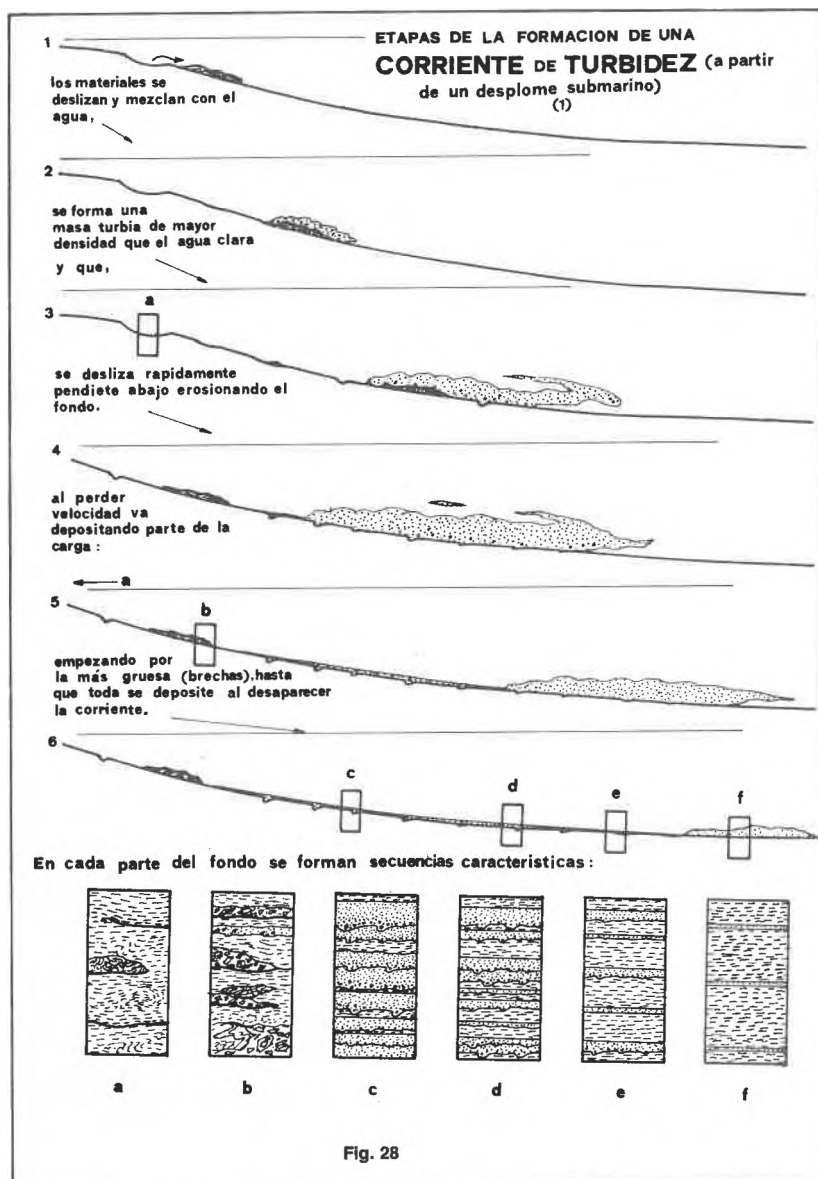


Fig. 28

V. DESARROLLO DEL ITINERARIO

1.ª **PARADA.** La Barca de Vejer. Talud de la carretera.

A. Cuestionario de observaciones

1. ¿Qué tipo de materiales forman el talud de la carretera? Observar el mapa geológico general de la provincia de Cádiz.

2. ¿Existen fósiles y estructuras sedimentarias?

3. ¿Qué direcciones adoptan los buzamientos de las estructuras de laminación o estratificación cruzada?

4. A partir de la litología, estructuras internas, contenido fósil, etc., ¿se puede deducir algo acerca de las condiciones y ambiente de sedimentación?

B. Conclusiones.

1. Se trata de materiales de edad Mioceno Sup. postorogénicos, constituidos por calcarenitas (areniscas calcáreas) formadas a partir de fragmentos de organismos fósiles (lamelibranquios, foraminíferos, briozoos y algas rojas, principalmente).

2. Estos materiales poseen un ordenamiento interno, dado que dentro de cada estrato existe una determinada disposición o estructura sedimentaria interna, destacando la *estratificación cruzada* y las *superficies de erosión internas*.

3. Teniendo en cuenta el contenido fósil, el depósito se originó en un ambiente marino más o menos somero y fótico (es decir hasta donde pueda alcanzar la influencia de la luz solar); y a juzgar por las estructuras sedimentarias, el depósito debió de originarse en zonas donde existieran corrientes bastante enérgicas, con gran capacidad de transporte y erosión.

Estas corrientes, tal vez se tratasen de corrientes de marea, las cuales, durante el flujo ascendente generarían en el fondo arenoso estructuras sedimentarias (ripples marks) de gran tamaño (superiores al metro de altura), tal debió de ser la energía de transporte. Durante el refluo, es decir la bajamar, la corriente, ahora más enérgica, tiende a erosionar y transportar las estructuras originadas durante la pleamar (ver figura 34 itinerario n.º 4). Posteriormente, cuando la carga de materiales es suficiente, se inicia de nuevo la sedimentación, con formación de estructu-

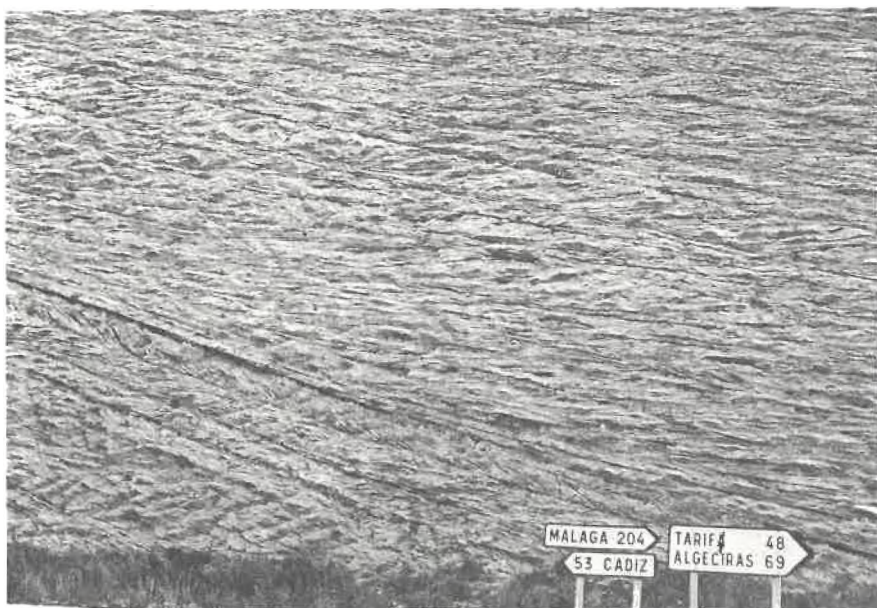


Foto 18. Vista del talud de la carretera nacional 340 en las proximidades de la Barca de Vejer. Obsérvese la estratificación cruzada que presentan los materiales miocenos postorogénicos.

ras sedimentarias semejantes a las anteriores (ripples), aunque orientadas en sentido contrario. Por tanto, casi todas las estructuras sedimentarias (laminaciones cruzadas) generadas durante el flujo (pleamar) son destruidas por la corriente de reflujo (bajamar), mientras que estas últimas solo lo son parcialmente por la corriente de flujo, por lo que en las estructuras observadas en los materiales, predominan las del reflujo, es decir las que emigran mar adentro, sirviéndonos esto pues como criterio para conocer la disposición de la costa en esta época, dado además que se trata de materiales postorogénicos, y por tanto autóctonos.

2. ^a **PARADA.** Cantera próxima a Tarifa, Km. 87, N-340.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Situarse en el mapa topográfico y observar la cantera y los materiales que la constituyen.

2. Observar la geometría de los estratos.
3. ¿De qué tipo de rocas se trata?, ¿su litología es uniforme? Comprobar su dureza.
4. ¿Presentan estos materiales algún tipo de estructura de ordenamiento interno? Comprobar la forma de la superficie de los estratos.
5. Las señales y marcas en los estratos, ¿qué pueden significar? ¿tienen alguna utilidad estratigráfica?

B. Conclusiones.

1. La cantera está excavada en materiales arcillosos estratificados en finos bancos que alternan con calizas areniscosas algo cuarcíferas.
2. El conjunto ha sido intensamente replegado, apareciendo pliegues con el núcleo más apretado donde la compresión local ha sido más intensa.
3. Las calizas presentan estructuras internas: granoclasificación



Foto 19. Aspecto que presentan los materiales de edad Eoceno-Oligocena, pertenecientes a las Unidades del Campo de Gibraltar, en las proximidades de Tarifa.

(clasificación de los granos por su tamaño) y laminación paralela. En una de las superficies que contacta netamente con el estrato arcilloso adyacente, los estratos presentan marcas e irregularidades.

4. Estas marcas son vacíos erosivos debidos a la acción de corrientes de turbidez cargadas de material calcáreo y cuarzo. Al producirse el depósito la arena rellenó las cavidades formadas, a la vez que se producía una clasificación por tamaños: los granos mayores abajo, los menores arriba, finamente laminados.

5. Tanto las marcas sobre la superficie de los estratos como la granoclasificación, sirven como CRITERIOS DE POLARIDAD estratigráfica, es decir permiten conocer hacia donde se sitúa el techo y el muro del estrato y poder así orientarlo según la posición originaria del depósito.

6. El carácter fino de los estratos y el pequeño tamaño de las marcas erosivas indicaría que las corrientes de turbidez que originaron estos materiales eran débiles y transportaban poca carga de sedimento, posiblemente por situarse lejos de la zona de formación de la corriente. Por otra parte, las corrientes debían de actuar con cierta periodicidad para dar lugar a sucesivos estratos areniscosos de espesor similar.

3.ª **PARADA.** Puerto del Cabrito.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Situar con ayuda del mapa topográfico y observar los relieves circundantes y los materiales que los forman.

2. Analizar las formas del relieve y determinar la posible influencia que la espesa vegetación arbustiva de esta zona pueda tener en el mismo.

3. En la figura 29 se representa un mapa geológico esquemático de las cordilleras alpinas que circundan al Mediterráneo occidental. Observar y analizar la constitución geológica de las zonas de uno y otro lado del Estrecho .

B. Conclusiones.

1. Los relieves circundantes están formados predominantemente por arcillas y areniscas de las Unidades del Campo de Gibraltar.

2. Las formas del relieve son alomadas en las zonas ocupadas con materiales blandos. La espesa vegetación arbustiva protege de la ero-

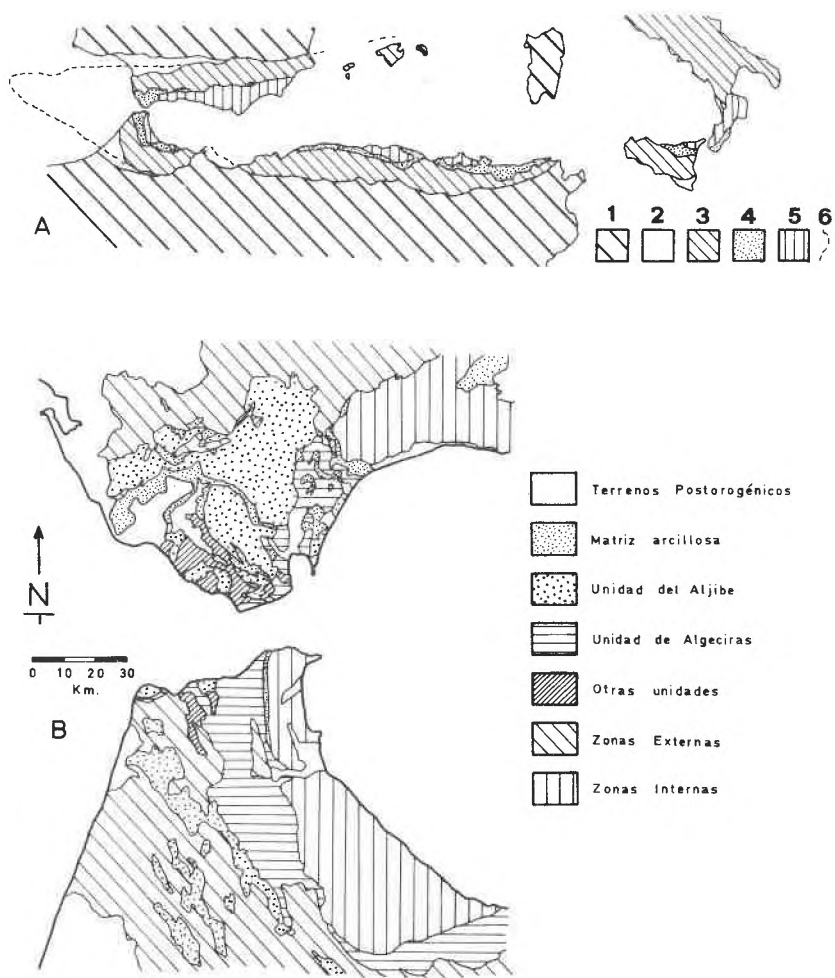


Fig. 29.— A: Distribución de las unidades del Campo de Gibraltar y de sus equivalentes norteafricanos. 1: Antepaís. 2: Terrenos postorogénicos. 3: Zonas externas. 4: Unidades del Campo de Gibraltar y equivalentes. 5: Zonas internas. 6: Límite de los deslizamientos gravitatorios.

B: Esquema geológico de los alrededores del Estrecho de Gibraltar.

sión de las aguas de arroyada, aunque los valles principales son profundos y descienden rápidamente hacia el mar.

3. En el mapa geológico (fig. 29) puede comprobarse que tanto las Zonas Internas de la Cordillera como las Unidades del Campo de Gibraltar se prolongan, sin apenas variaciones, al otro lado del Estrecho y estas últimas se continúan por el Norte de Africa hasta Sicilia. Las Unidades del Campo de Gibraltar y sus homólogos norteafricanos constituyen un elemento geológico fundamental de las cordilleras que circundan el Mediterráneo Occidental.

4. ^a **PARADA.** Punta Carnero. (Desde el faro hacia Getares)

A. Cuestionario de observaciones.

1. Situar en el mapa topográfico e identificar en él los detalles de la topografía adyacente: ensenadas, pequeños cabos, barrancos, etc.

2. Observar la posición de los estratos y medir con la brújula su dirección y buzamiento.



Foto 20. Vista general del Estrecho, desde el Puerto del Cabrito.

3. Resulta evidente que la línea de costa es oblicua a la dirección de los estratos. ¿Qué implicaciones geomorfológicas puede tener esta disposición? Observar la morfología de la costa, ¿es recta o sinuosa?, ¿qué condiciona la existencia de entrantes y salientes?

B. Conclusiones.

1. Los materiales del corte de Punta Carnero están formados por areniscas micáceas y margas o arcillas del Oligoceno Sup., que alternan en estratos de gran continuidad. Estos presentan una dirección media aproximada Este-Oeste y se disponen verticalmente o ligeramente invertidos, como se deduce a partir de las observaciones realizadas en las superficies de estratificación, para indicar la polaridad de los estratos, es decir, su posición original, (criterios de techo y muro).

2. La costa en este punto se ha desarrollado oblicuamente a los estratos que dan un litoral acantilado bien desarrollado, así como una «rasa» claramente visible. Aparecen pequeñas ensenadas y promontorios como consecuencia de la erosión diferencial ejercida por el mar sobre los materiales que lo constituyen, proporcionando los materiales más areniscosos pequeños salientes y los margosos, pequeños entrantes a modo de «calas». Lo mismo sucede en la plataforma de abrasión o «rasa», apareciendo crestas o relieves sobresalientes en los estratos constituidos por areniscas.

A.1. Cuestionario de observaciones (continuación parada 4.ª)

4. En la superficie de algunos estratos se aprecian una serie de fracturas. ¿De qué tipo de fracturas se trata?, ¿guardan relación entre sí?

5. Atendiendo a la alteración que han sufrido y sufren actualmente estos materiales a causa de los agentes geodinámicos externos:

a. Observar las oquedades que aparecen en los estratos de arenisca y explicar su origen.

b. Observar las bandas anaranjadas que presenta la roca en algunas zonas. ¿Siguen la estratificación?, ¿cuál puede ser su origen?

c. Determinar si existen organismos que cooperen en el arrasamiento del litoral.



Foto 21. Plataforma de abrasión en materiales turbidíticos de la Unidad de Algeciras, en Punta Carnero. Al fondo el Peñón.

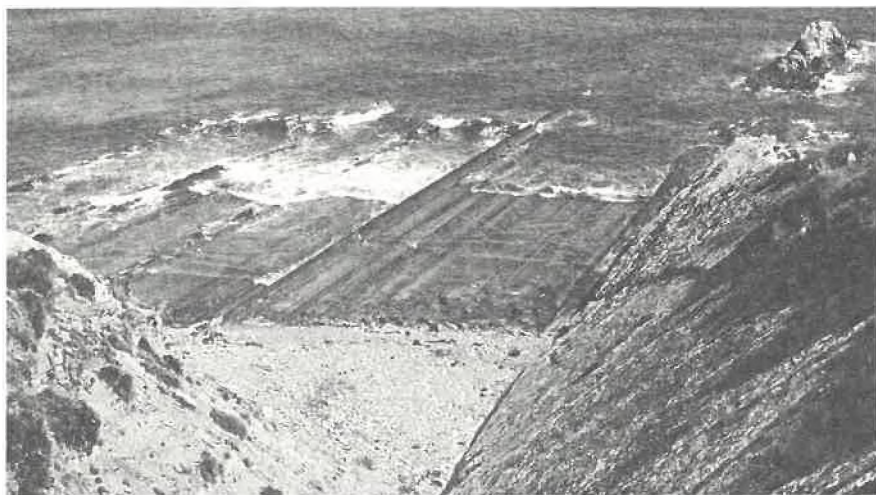


Foto 22. Aspecto de la superficie de estratificación de los materiales de la Unidad de Algeciras (turbiditas), que aparece oblicua a la línea de costa.

B.1. Conclusiones (continuación parada 4.ª)

3. Aparece un sistema de diaclasas bien definido, que se puede observar en la superficie de algunos estratos más resistentes. Se desarrolla oblicuamente a la estratificación y supone la respuesta de estos materiales más compactados a los esfuerzos. Su disposición obedece a la acción de esfuerzos compresivos sobre materiales poco plásticos, originándose dos familias de diaclasas que forman entre sí un ángulo de unos 60 a 65° (Cizalla), dicha disposición puede indicarnos la dirección en que han actuado los esfuerzos.

4. Son frecuentes, en las rocas areniscosas que forman el acantilado, las formas alveolares originadas por la acción abrasiva del viento cargado de arena así como a la acción del oleaje que proyecta también partículas arenosas sobre la base del acantilado.

5. A favor de las superficies de fracturación (fundamentalmente diaclasas), se produce una cierta meteorización que da lugar a bandas anaranjadas o amarillentas debido a los óxidos de hierro.



Foto 23. Diaclasación en la superficie de estratificación de las areniscas de la Unidad de Algeciras en Punta carnero.

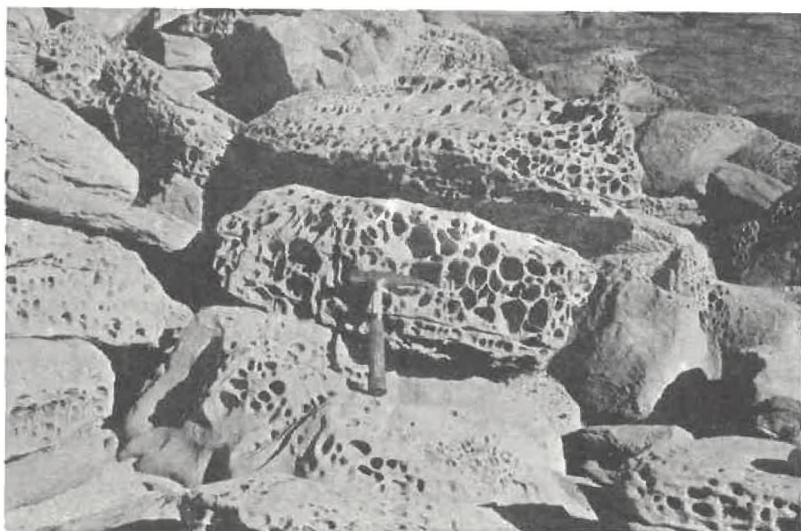


Foto 24. Erosión alveolar en areniscas de la Unidad de Algeciras, en Punta Carnero.

6. De entre los seres vivos que contribuyen a acentuar la erosión, cabe destacar la acción de líquenes, fuera del agua y de las algas y moluscos cerca o dentro del agua.

A.2. Cuestionario de observaciones (continuación parada 4.ª)

6. En conjunto, los materiales de la zona se presentan bien estratificados, ¿qué rocas constituyen los diferentes estratos?, ¿es uniforme la potencia de estos o existen variaciones?, ¿existe alguna pauta en estas variaciones?

7. Observar las superficies de estratificación, ¿son planas? ¿Dónde se situaría el muro y el techo de los estratos?, ¿cómo está dispuesta esta serie estratigráfica?, ¿los materiales más modernos estratigráficamente hablando, van apareciendo hacia el Sur o hacia el Norte?

8. ¿Se observa dentro de los estratos algún tipo de ordenamiento interno? ¿Qué tipo de estructuras sedimentarias se pueden diferenciar?

Hacer un inventario de todas ellas e intentar deducir la génesis de cada una. ¿Hay alguna que indique acción de corrientes?

9. Observar detalladamente la sucesión de estructuras sedimentarias dentro de cada estrato, consultar la figura 28 e identificar la secuencia estructural.

10. ¿Qué tipo de corrientes debieron de dar lugar a este tipo de depósitos? ¿Cómo se podría deducir la dirección de procedencia de las corrientes?

11. ¿Existen fósiles? ¿Cómo se puede explicar la escasez de los mismos?

12. En algunos estratos se observan irregularidades y marcas diferentes de las estructuras debidas a las corrientes. Observar sus características y determinar si en su formación pudieron haber intervenido algún tipo de organismos.

13. ¿Cómo se pueden explicar la abundancia de este tipo de estructuras en un fondo marino periódicamente enterrado por avalanchas de sedimentos traídos por corrientes de turbidez?

B.2. Conclusiones (continuación 4.ª parada)

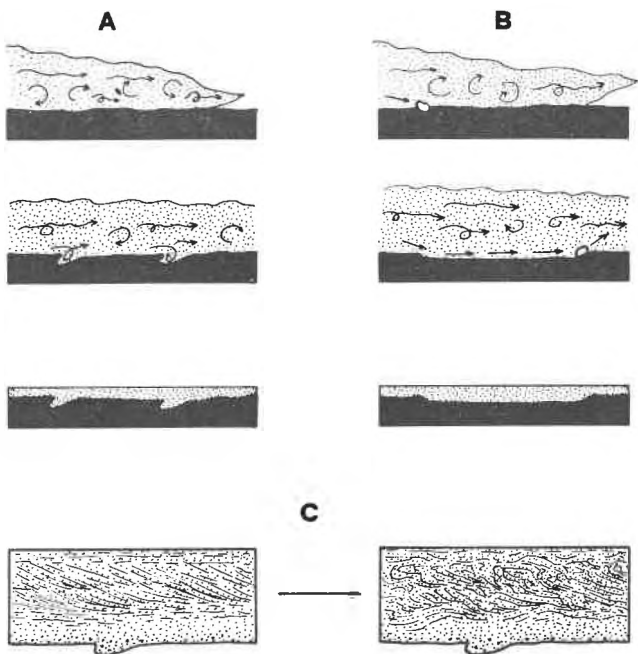
7. Los estratos no presentan una potencia o espesor uniformes sino que se ordenan en paquetes o ciclos, más o menos rítmicos en los que el espesor es creciente si ascendemos en la serie.

8. En la superficie de los estratos se observan estructuras sedimentarias debidas a la acción de las corrientes de turbidez entre las que cabe citar los *FLUTE CAST* y *GROOVE CAST*, cuyo origen se explica en la figura 30. Son estructuras propias del muro de la serie y permiten establecer que esta serie estratigráfica está INVERTIDA, por lo que si avanzamos hacia el Norte se irán observando estratos más antiguos, aunque localmente parezca lo contrario dada la disposición estructural de los materiales.

9. En el interior de los estratos también se pueden observar numerosas estructuras sedimentarias ligadas a las corrientes de turbidez de entre las que cabe citar:

—*granoclasificación*, ordenamiento de los granos según su tamaño, los más gruesos abajo y los más finos arriba.

—*laminación*, que puede ser paralela a la estratificación, cruzada o



A. FLUTES CAST

B. GROOVE CAST

C. PASO DE LAMINACION CRUZADA A CONTORSIONADA POR FLUIDIFICACION

Fig. 30

**FORMACION DE ALGUNAS ESTRUCTURAS
SEDIMENTARIAS TURBIDITICAS**

contorsionada. Esta última se origina por deformación de la laminación cruzada o paralela a consecuencia de la fluidificación o movimiento fluidal de la arena empapada de agua después del depósito. Respecto a la laminación paralela y cruzada, se originó por la corriente, que debió de formar «ripples». (Ver fig. 30).

—*superficies de erosión internas*, especialmente visibles en los estratos más potentes.

—*marcas en la superficie e interior de los estratos debidas a bioturbación* o excavación del sedimento blando por organismos que colonizaron el fondo después del paso de la corriente y del depósito. Estas estructuras son debidas a organismos diversos que colonizan los fondos oceánicos profundos.

10. Las estructuras sedimentarias ligadas a corrientes, permiten deducir que estas procedían del Este predominantemente, es decir de la zona ocupada actualmente por el Mar de Alborán.

A.3. Cuestionario de observaciones (continuación 4.ª parada)

14. ¿La ordenación de las estructuras internas de estos materiales se presenta siguiendo una secuencia determinada?, ¿aparecen en todos los estratos?

15. ¿Existen variaciones dentro de estas secuencias?, ¿qué significarían?

B.3. Conclusiones (continuación 4.ª parada)

11. Las estructuras internas de estos materiales se ordenan en una secuencia característica que permite deducir que las corrientes que las originaron fueron *corrientes de turbidez* y no de tracción. Esta secuencia que se representa en las figuras 28 y 31, registra el decrecimiento progresivo de la enegía de la corriente que da lugar al depósito.

En la SECUENCIA TURBIDITICA hay que distinguir, de abajo - arriba los siguientes intervalos (ver fig. 31):

- a. *Intervalo granoclasificado* con base erosiva (flutes, etc.)
- b. *Intervalo de laminación paralela de alta enegía.*
- c. *Intervalo de laminación cruzada o contorsionada.*
- d. *Intervalo de laminación paralela de baja enegía.*
- e. *Intervalo limoso o margoso.*

SECUENCIA TURBIDITICA

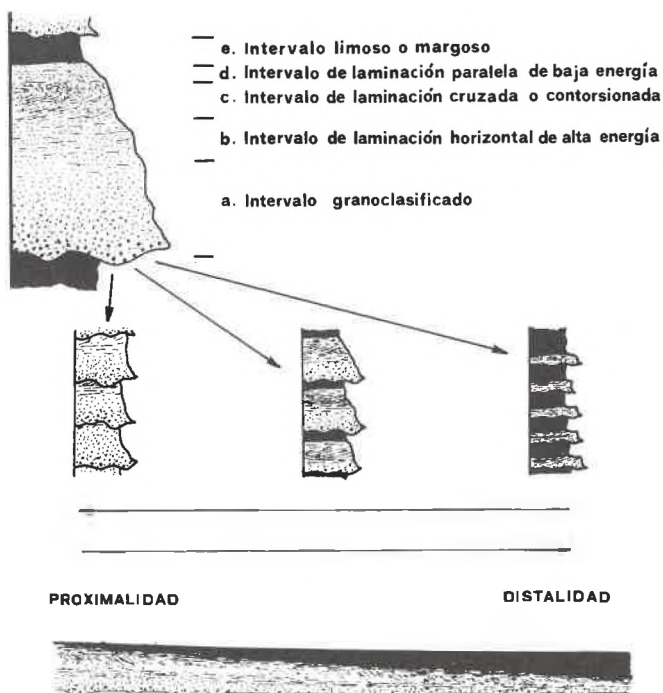


Fig. 31 VARIACIONES LATERALES DE ESPESOR Y ORDENAMIENTO DE SECUENCIAS SEGUN LA SITUACION EN LA CUENCA:
 hacia el vértice del abanico es mayor el espesor de los paquetes de areniscas y se erosionan parcialmente las partes altas; hacia el interior de la cuenca los estratos son más finos y aumenta la fracción arcillosa.

12. En los estratos más potentes puede haber truncación y superposición de las secuencias por el techo, ya que la corriente ha llegado a erosionar a los intervalos superiores de la secuencia (intervalos «e», «d» e incluso el «c»). El espesor de cada intervalo aumenta al aumentar el espesor del estrato, a la vez que los intervalos altos tienden a desaparecer por erosión. En los estratos finos, por el contrario, la capacidad erosiva fue menor y, consecuentemente, las estructuras de muro pueden ser muy escasas o estar ausentes, al igual que el intervalo granoclasificado (intervalo «a») que puede faltar.

A.4. Cuestionario de observaciones (continuación 4.ª parada)

16. La alternancia de episodios areniscosos con secuencias turbidíticas y de episodios margosos, indican que la corriente de turbidez que originaban las *secuencias turbidíticas* actuaban de forma esporádica pero sucesiva, es decir que las condiciones hidrodinámicas y de depósito



Foto 25. Estructura de corrientes (*Flute cast*) en estratos de la Unidad de Algeciras, en Punta Carnero.

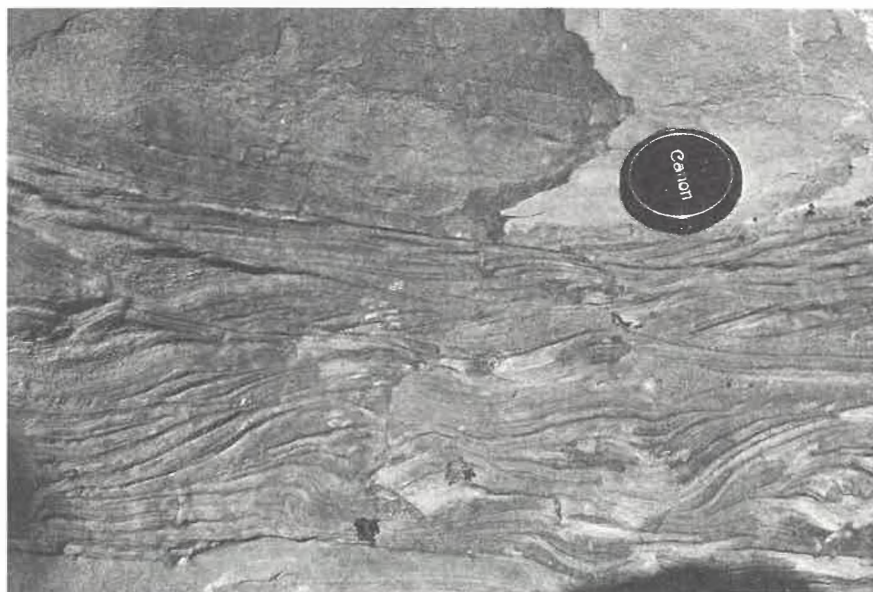


Foto 26. Laminación contorsionada en materiales turbidíticos de la Unidad de Algeciras.

variaban rítmicamente. ¿Existe algún otro tipo de ritmicidad de mayor escala que la simple estratificación? Observar la variación de espesor de los estratos entre *cala* y *cala*.

17. ¿Qué explicación puede darse a esta ritmicidad en el espesor de los estratos?

B.4 Conclusiones (continuación de la 4.ª parada)

13. El ordenamiento de los estratos en paquetes de espesor creciente hacia términos estratigráficamente más altos, indica que las sucesivas corrientes de turbidez eran progresivamente de mayor energía hacia arriba. Después del depósito de un potente estrato de arenisca las condiciones parece que varían bruscamente y las corrientes disminuyen notablemente su energía dando solo estratos arenosos delgados, predominando la sedimentación margosa y arcillosa, con lo que se inicia un nuevo ciclo.

14. Los ciclos citados, indican que el depósito tuvo lugar en la parte

media o externa de un abanico submarino profundo. Los episodios más margosos y finos son propios de zonas alejadas de las áreas canalizadas y de vértice de abanico. Los episodios más potentes y areniscosos son propios de las zonas más cercanas a los canales. La variación progresiva del espesor hacia arriba indica un avance progresivo de los canales hacia las zonas no canalizadas. Este proceso puede culminar con el relleno del canal y cambio brusco de la posición del mismo con excavación de un nuevo cauce después de una gran avalancha turbidítica, de ahí que sobre los estratos potentes arenosos se reanude la sedimentación fina de forma brusca, mientras que el tránsito de ésta a la sedimentación grosera se haga de modo más gradual.

5.ª **PARADA** Getares, junto al bunker de la playa, al final del itinerario seguido en la 4.ª parada.

A. Cuestionario de observaciones.

1. ¿Por qué varía la morfología de la costa?
2. Observar el paquete de estratos situado junto al bunker, ¿recuerda algún material de los vistos hoy? Señalar sus analogías y diferencias con los vistos en la parada anterior. ¿Cuál es su posición estratigráfica respecto a ellos?
3. Observar la parte superior de los estratos. ¿Por qué existe un cambio de buzamiento?
4. ¿Qué estructuras sedimentarias se pueden observar?, ¿forman secuencias?
5. ¿Se observan trazas de organismos?
6. ¿Cómo podrías interpretar esta serie en términos sedimentológicos? En otras palabras, ¿cuál sería el ambiente de depósito?

B. Conclusiones.

1. Los materiales margoso-areniscosos del Oligoceno Superior observados durante el recorrido realizado durante la parada 4.ª, son reemplazados por arcillas y calizas detríticas cuarzosas del Eoceno-Oligoceno Inferior, más bajos estratigráficamente y menos resistentes a la erosión, de ahí que la costa deje de ser acantilada y pase a ser de morfología más suave. Estas rocas son semejantes a las observadas en la parada 2.ª en la cantera próxima a Tarifa.

2. Se trata también de turbiditas de composición bastante carbonatada. Las secuencias de estructuras son de pequeño espesor y algunas incompletas en la base, sin apenas marcas de erosión, o incluso sin el intervalo granoclasificado (intervalo «a»).

3. Los estratos son de poco espesor, decimétrico, y uniformes.

4. Abundan las trazas orgánicas en los intervalos arcillosos.

5. Todas estas características indican que el depósito tuvo lugar en la parte más externa del abanico y en la llanura submarina, muy lejos de las zonas de formación de las corrientes de turbidez.

6. El carácter finamente alternante de arcillas y calizas favorece un deslizamiento pendiente abajo de las superficies topográficas, lo que da lugar al cambio de buzamiento de los estratos.

6.ª **PARADA.** Sierra del Aljibe (Castellar de la Frontera)

A. Cuestionario de observaciones.

1. Situar con ayuda del mapa topográfico.

2. Observar en el mapa geológico general de la provincia de Cádiz la orientación de la Sierra del Aljibe, respecto al resto de la Cordillera Bética y al Estrecho de Gibraltar.

3. Esta Sierra se caracteriza, entre otras cosas, por la gran uniformidad de sus relieves y aspecto general, ¿a qué se debe?, ¿sobre qué materiales se asienta Castellar?, ¿aparecen en otras áreas de la provincia?

4. ¿Recuerdan estos materiales a rocas observadas en otras excursiones o en paradas precedentes de este itinerario? Señalar sus analogías y diferencias (estratificación, color, estructuras sedimentarias etc.)

5. A juzgar por sus características, ¿podrían ser consideradas estas areniscas como turbiditas?

6. Nos encontramos en la región más meridional de Europa, siendo, además, la que recibe, al menos en teoría, la máxima radiación solar, pero entonces, ¿a qué se debe que exista una abundante vegetación y especies tales como el quejigo y los helechos que requieren cierto grado de humedad?

7. Explíquense los factores que condicionan la climatología en esta zona.

8. Observar la red de drenaje superficial y estudiar las posibilidades de que en esta zona puedan extraerse aguas subterráneas.

B. Conclusiones.

1. La cordillera Bética posee una orientación general ENE.-WSW., pero al acercarse a la zona del Estrecho de Gibraltar, esta se orienta siguiendo la dirección N-S., en la denominada Sierra del Aljibe, la cual incide perpendicularmente sobre el Estrecho condicionando la forma de cono invertido de la provincia de Cádiz y prolongándose por el norte de Africa.

Esta Sierra, aunque no posee cotas muy elevadas, de 400 a 500 mts. de altitud media, siendo la altura máxima el Pico del Aljibe 1092 mts., se levanta bruscamente sobre las zonas de campiña adyacentes, actuando como divisoria entre las vertientes atlántica y mediterránea, drenando sus aguas hacia las cuencas de los ríos Guadiaro al Este y Barbate al Oeste.

2. Estas sierras se caracterizan por una gran uniformidad en sus relieves y constancia de sus cotas, además de poseer cumbres relativamente planas, así como una gran abundancia de vegetación de chaparros, quejigos, alcornoques y otras especies propias de la zona. Pero el factor más homogeneizador es la constancia de su constitución litológica, siendo las denominadas por J. Gavalá ARENISCAS DEL ALJIBE, la roca predominante. Se trata de unas areniscas cuarcíferas (90% de cuarzo), con colores que oscilan entre el blanco-grisáceo y los ocreos, siendo estos últimos los predominantes, debiendo su color a la presencia de óxidos de hierro. Su edad es Oligoceno y Mioceno Inferior.

Estas areniscas constituyen la mayor parte de la Unidad de Aljibe y afloran extensamente en la provincia de Cádiz, sobre todo en la zona comprendida entre Tarifa, Medina Sidonia y Ubrique. Aparece asociada a arcillas y margas del Eoceno, que afloran en la zona del Pantano de Guadarranque.

3. La arenisca aparece bien estratificada, en gruesos bancos algunos de varios metros de espesor, con estructura masiva, escasas laminaciones y ausencia de secuencias de tipo turbidítico, contrastando con las areniscas de la Unidad de Algeciras que son más margosas y arcillosas, así como mejor estratificadas y con frecuentes secuencias turbidíticas.

4. Respecto a su formación, la poca abundancia de material arcilloso y limoso en los estratos de arenisca indica que la turbidez de las aguas debió de ser pequeña, lo cual, junto a la ausencia de secuencias turbidíti-



Foto 27. Aspecto de las areniscas de la Unidad del Aljibe.

cas, indica que la arenisca del Aljibe no es un depósito propio de una corriente de turbidez en sentido estricto, aunque se trata de un depósito bastante similar, ya que debió de formarse a partir de avalanchas de masas de arena cuarcífera que se deslizaban a lo largo de cañones submarinos, depositándose cerca de la desembocadura de este.

En las épocas sin avalancha, se depositaban materiales arcillosos y limosos que son los que permiten distinguir actualmente las superficies de estratificación.

Por otra parte, como la composición de la arenisca de Aljibe es muy distinta de las areniscas de igual edad de la unidad de Algeciras, el área fuente de ambos tipos de rocas debió de ser diferente. La procedencia del cuarzo de la arenisca del Aljibe es un problema aún no resuelto.

5. Si bien las sierras de la parte septentrional de la provincia, al estar abiertas a los vientos del norte, sufren frecuentemente los efectos del frío, heladas, etc., en el Campo de Gibraltar, la proximidad del Atlántico y del Mediterráneo suavizan mucho el clima, manteniéndolo dentro de

unos límites que permiten la existencia de una gran diversidad florística en esta región.

6. Aunque la radiación solar, dada su latitud, es muy alta, el *relieve*, no muy elevado pero suficiente, y su proximidad al *Estrecho*, condicionan un tipo de clima diferente al del resto de Andalucía, caracterizándose por una pluviosidad relativamente elevada (más de 1.000 mm./año), sobre todo en Otoño, Invierno y Primavera, estaciones en las que predominan los temporales de poniente, que aportan fuertes lluvias. Durante el Verano, aunque no llueve, la proximidad del mar hace que con frecuencia soplen vientos hacia tierra cargados de humedad, lo que explica la benignidad del clima en esta zona y el hecho de que incluso en esta época del año exista siempre cierta neblina sobre los riscos del Aljibe. Esto explica también la presencia de los quejigos y helechos, que requieren un alto grado de humedad.

La humedad es tal que, sobre todo en los denominados *canutos* (largas y estrechas vaguadas limitadas por bancos de areniscas con fondo arcilloso), que en ellos se conservan especies de plantas semejantes a las que formaron las *laurisilvas* terciarias; estas especies se encuentran escondidas en el tramo de bruma y niebla por encima de los 350 mts. de altura.

7. No existen abundantes corrientes superficiales, al menos en la medida que la alta pluviosidad permitiría esperar. Por otra parte la escasez de manantiales y la matriz arcillosa que aparece tanto en la base como entre los propios bancos de arenisca, hace suponer que la infiltración de agua debe de ser mínima, por lo que no cabe esperar que existan aguas subterráneas en cantidad apreciable.

V. CONCLUSIONES FINALES.

1. La mayoría de la provincia de Cádiz está ocupada por materiales terciarios pertenecientes a las Unidades del Campo de Gibraltar, elemento geológico fundamental de la Cordillera Bética. Estas unidades se encuentran también al otro lado del Estrecho de Gibraltar y se prolonga por el Norte de Africa hasta Sicilia.

2. Estratigráficamente están constituídos por depósitos marinos profundos de carácter detrítico, depositados por corrientes de turbidez y otras similares (avalanchas de arena).

Las corrientes de turbidez se originan a partir de deslizamientos gravitatorios a favor de pendientes, de materiales del fondo marino. La mezcla de los materiales desplomados con el agua marina adyacente da lugar a una masa de agua turbia, que tiende a desplazarse pendiente abajo ganando progresivamente velocidad y capacidad de transporte a consecuencia de su mayor densidad. Suelen canalizarse por cañones submarinos y dan lugar a abanicos submarinos profundos.

3. Dos de estas Unidades del Campo de Gibraltar son especialmente importantes por su extensión areal: las unidades de Algeciras y del Aljibe. Durante el Eoceno se depositaron margas, arcillas y calizas de diferentes características en el detalle, en ambas unidades. Durante el Oligoceno la sedimentación cambia y en el área de depósito de la Unidad de Algeciras se depositan areniscas margosas micáceas propias de las partes más alejadas del vértice de un abanico submarino profundo, traídas por las corrientes de turbidez. Cada corriente de turbidez forma una secuencia de estructuras sedimentarias de energía decreciente, que se disponen a su vez en ciclos según se haya depositado más cerca de zonas canalizadas (mayor espesor de los estratos areniscosos) o más lejos de ellos (mayor contenido arcilloso y margoso).

Durante la misma época (Oligoceno), al área de depósito de la Unidad del Aljibe comienzan a llegar grandes avalanchas de arenas cuarzosas (areniscas del Aljibe) que posiblemente se depositaron cerca de la desembocadura de cañones submarinos.

4. Es muy posible que buena parte de los desplomes submarinos que dieron lugar a las corrientes de turbidez y a las avalanchas de arena fueran inducidos por terremotos, que inestabilizaron las pendientes, favoreciendo su deslizamiento gravitacional. Los depósitos turbidíticos de las Unidades del Campo de Gibraltar son de una edad que oscila entre el Cretácico y el Mioceno Inferior, pero están muy bien desarrollados durante el Oligoceno y Mioceno Inf., es decir, poco antes de que ocurran los plegamientos. Es más que probable que los terremotos antes aludidos fueran el preludio de las intensas fases de deformación que ocurrieron inmediatamente después y que dieron lugar a la Cordillera Bética, y serían contemporáneos, en parte, al metamorfismo que sufren las Zonas Internas entre el Cretácico Sup. y el Oligoceno. Se dice que las Unidades del Campo de Gibraltar presentan «facies flisch».

5. Inmediatamente después acontecen las deformaciones, que tienen lugar en varias fases, primero con plegamientos intensos de los estratos depositados hasta poco antes de las deformaciones; luego, provocando roturas de cuencas marinas enteras, su individualización como unidades tectónicas (mantos de corrimiento independientes) y su deslizamiento a modo de gigantescos bloques, sobre el fondo marino en el que, en ese mismo momento, se están depositando arcillas rojas, verdes y negras. Finalmente se produce el aplastamiento y la emersión de la masa de arcillas (que engloban gigantescos bloques), hasta alcanzar su posición actual.

VII

ITINERARIO N° 4

GEOLOGIA REGIONAL (Serranía de Ronda)

Son dos los objetivos a cubrir con esta excursión. Por una parte se realizarán observaciones concretas sobre aspectos geológicos no abordados o escasamente tratados hasta ahora, esencialmente aspectos tectónicos y geológico-regionales. Por otra parte se van a integrar los datos recogidos en excursiones precedentes con los que se tomen este día, al objeto de reconocer, siquiera a grandes rasgos, las características geológicas principales del sector occidental de la Cordillera Bética.

La figura 32 recoge las paradas a realizar. Esencialmente serán tres sectores los que se estudiarán:

Arcos de la Frontera, donde se verán materiales «postorogénicos» del Mioceno Superior.

Ronda, donde se volverán a ver los materiales «postorogénicos» en un entorno geológico bien diferenciado al de estos mismos en Arcos y también se harán algunos comentarios sobre la Serranía de Ronda, identificando en el paisaje zonas visitadas anteriormente.

Sector de contacto entre las zonas Béticas y Subbética al Sur de Ronda, al objeto de conocer los materiales que lo constituyen y la estructura geológica de este sector de la Cordillera.

Para la realización de este Itinerario es conveniente la utilización de los mapas topográficos a escala 1/50.000 de Ubrique, Ronda y Marbella.

II. ITINERARIO. (Ver fig. 32)

- Salida de Cádiz.
- Arcos de la Frontera.

- **1.ª PARADA.** Gasolinera Arcos de la Frontera (N-342 Km. 30.3)
Panorámica del Tajo de Arcos.
Situación geológica y geomorfológica.
- **2.ª PARADA.** Arcos de la Frontera, al pie del Tajo, junto al río Guadalete.
Reconocimiento de materiales
Interpretación sedimentaria
- **3.ª PARADA.** Ronda. Mirador.
Panorámica de la Serranía de Ronda.
Observación del Tajo de Ronda.
Interpretación paleogeográfica del Mioceno postorogénico.
- **4.ª PARADA.** Carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara (C-339, Km. 7.5).
Estudio del Penibético.
Comparación con otras áreas.
- **5.ª PARADA.** Carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara (C-339, Km. 11).
Estudio del contacto Bético-Subbético.
Situación geológica.
Problemas tectónicos.
- **6.ª PARADA.** Carretera de Parauta.
Panorámica de la Zona Bética.
Levantamiento de la serie estratigráfica de la Unidad Bética Exterior.
- **7.ª PARADA.** Carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara (C-339, kms. 15-16).
Metamorfismo.
- **8.ª PARADA.** Carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara (C-339, kms. 20-21).
Metamorfismo.
Peridotitas.
Problemas geotectónicos.
Síntesis final.

ITINERARIO - IV

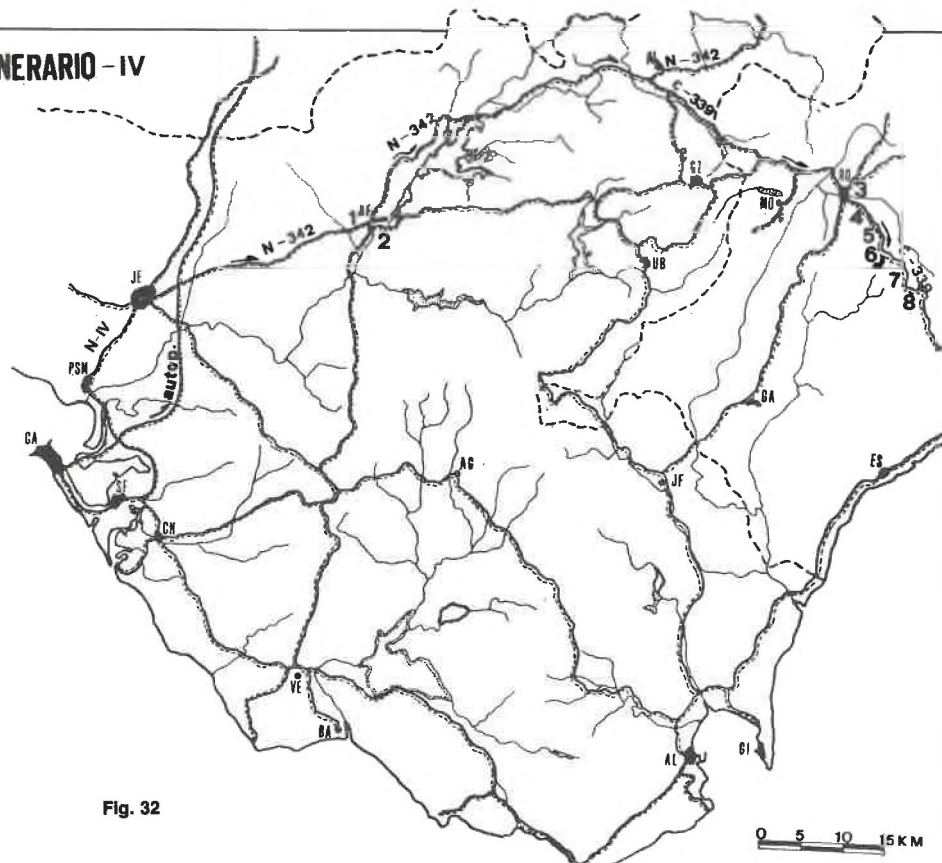


Fig. 32

III. DESARROLLO DEL ITINERARIO

1.ª PARADA. Arcos de la Frontera. Panorámica desde la gasolinera.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Identifica el relieve en el mapa topográfico.
2. En la zona contemplada, ¿existen diferencias en el relieve?, ¿qué causas pueden justificar estas variaciones?
3. Observa el trazado del río en el paisaje y en el mapa. ¿Qué razones justifican la presencia del Tajo y su morfología?
4. Identificar las superficies de estratificación en los materiales del Tajo. ¿Cuál es su buzamiento? Observa las paredes del Tajo y la trinchera de la carretera.
5. En la figura 33 está representada la cartografía geológica de los alrededores de Arcos. Identificar los distintos términos representados y observar el corte geológico.

B. Conclusiones.

1. Los materiales «postorogénicos» del Mioceno Superior que forman el Tajo de Arcos están plegados formando un anticlinal cuyo eje pasa aproximadamente por Arcos.
2. El río Guadalete, cuyo curso meandriforme en este sector (Fig. 33), ha erosionado parte del anticlinal. La erosión ha sido predominante en la parte convexa de los meandros. Por esa razón y debido al buzamiento de las capas y a sus características litológicas, el Tajo de Arcos se localiza en la parte convexa de un meandro del Guadalete. Posteriormente el río se ha encajado, debido, posiblemente a un levantamiento general de la región.

2.ª PARADA. Al pie del Tajo de Arcos.

A. Cuestionario de observaciones.

1. ¿Qué tipo de rocas forman el Tajo?, ¿son litológicamente uniformes o existen variaciones en la composición?. En este caso, ¿cómo se relacionan las diferentes litologías entre sí?, ¿los contactos son netos o graduales?
2. ¿Contienen restos fósiles?, ¿de qué organismos?

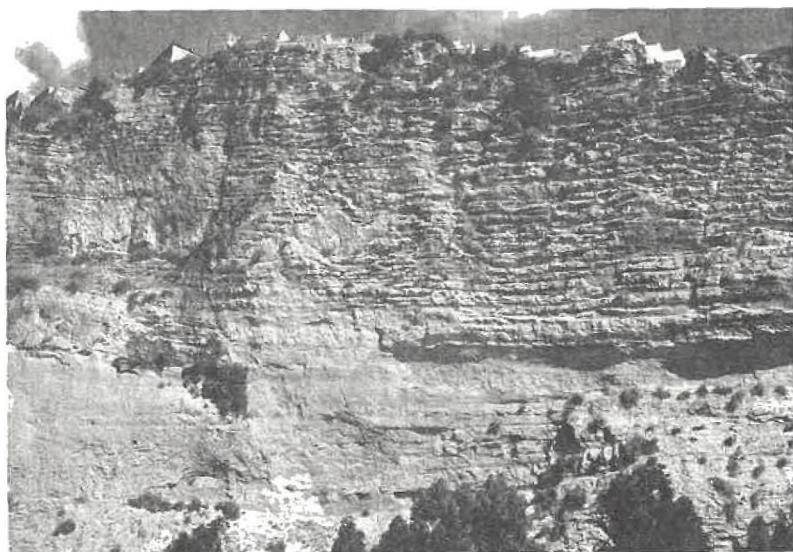


Foto 28. Vista del Tajo de Arcos de la Frontera, donde se observan los materiales postorogénicos del Mioceno Superior.

3. Observa atentamente las paredes del Tajo. Las rocas que lo forman presentan estructuras sedimentarias. Identificar algunas.

4. Fijarse en el tamaño e inclinación de las láminas y estratos cruzados. ¿Es la inclinación uniforme o varía de sentido?

5. ¿Qué se puede deducir acerca de las condiciones de depósito? ¿Qué indican los fósiles?, ¿y las estructuras sedimentarias?, ¿cómo sería el ambiente sedimentario, somero o profundo, tranquilo o agitado?

6. Las corrientes responsables del transporte y de la formación de estructuras sedimentarias, ¿tenían alguna dirección y sentido preferencial o circulaban al azar?, ¿cuál sería el sentido predominante del transporte? ¿A qué puede deberse la disposición en sentido contrario de algunas láminas cruzadas?

B. Conclusiones.

1. Dentro de los materiales «postorogénicos» plegados del Mioceno

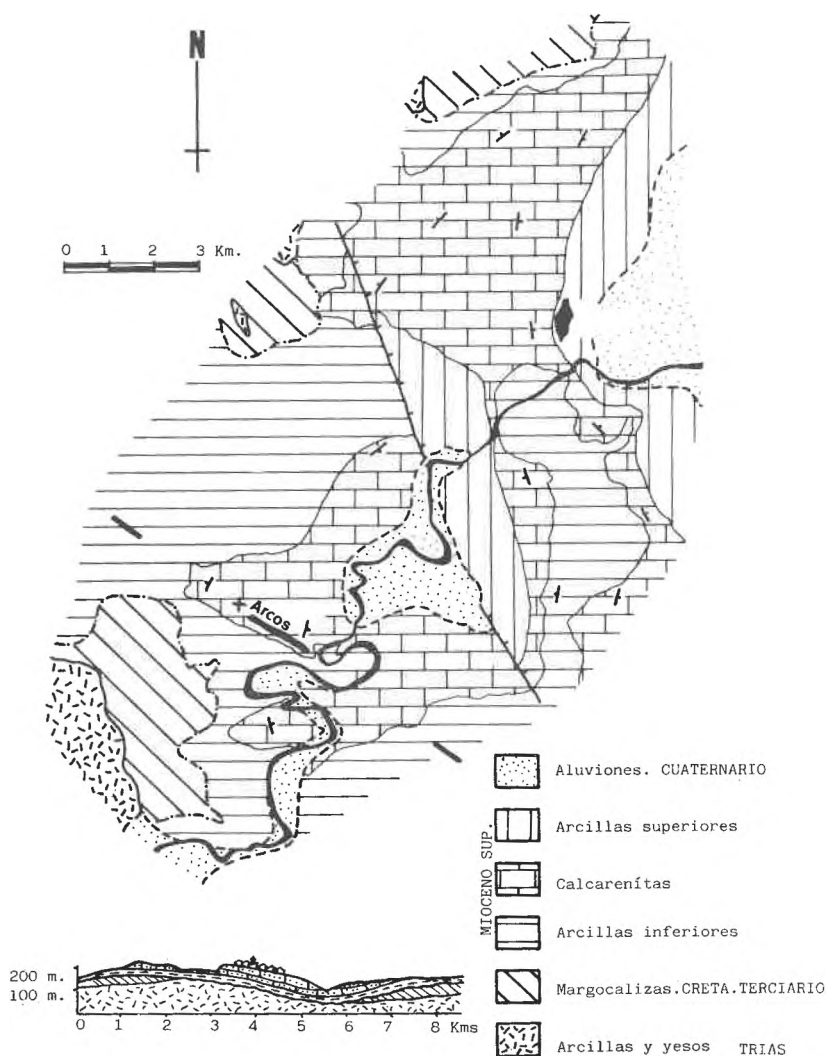


Fig. 33.— Cartografía y corte geológico de la región de Arcos-Bornos. Basado en VIGUIER (1974).

Superior que dan el Tajo de Arcos pueden diferenciarse dos partes: una inferior grisácea arcillosa y otra superior amarillenta areniscosa que da el Tajo.

2. En el mapa y corte de la figura 33 puede verse que los materiales que constituyen el sustrato de estos terrenos son calizas, arcillas, margas, areniscas y yesos pertenecientes a la Zona Subbética y a las unidades del Campo de Gibraltar.

3. El Tajo está constituido por rocas detríticas, calcarenitas (areniscas calcáreas), formadas a partir de fragmentos de organismos fósiles (lamelibranquios, foraminíferos, briozoos y algas rojas principalmente).

4. Estas rocas poseen un ordenamiento interno, es decir, las partículas no se distribuyen al azar dentro del estrato, sino siguiendo una determinada disposición que se traduce en la presencia de estructuras sedimentarias de entre las que destacan la estratificación cruzada y las superficies de erosión internas.

5. A juzgar por los organismos fósiles, el depósito tuvo lugar en un ambiente marino probablemente muy somero y fótico (zona marina hasta los 200 mts. de profundidad, significa luz solar). A juzgar por las estructuras sedimentarias de gran tamaño, el depósito debió ser realizado por corrientes de gran energía, con gran capacidad erosiva y de transporte que se desplazarían en una plataforma marina somera.

Probablemente se trataría de corrientes de marea. Estas corrientes, durante el flujo ascendente en dirección a la costa (que durante esta época se situaba al SE., donde hoy se ubican los principales relieves de la provincia) generarían en el fondo arenoso estructuras sedimentarias (ondas de arena: «ripple marks» de gran tamaño (superior a 1 mt. de altura) que migrarían hacia el SE. (ver figura 3 A). Durante el refluo de la marea la corriente tiende a erosionar en una primera etapa las estructuras sedimentarias que ella misma formó en la fase anterior (ver figura 3 B). Posteriormente, cuando la carga de sedimento es adecuada se inicia de nuevo el depósito con formación de nuevas estructuras, en todo semejantes a las anteriormente formadas excepto en que migran en sentido contrario (hacia el NW.), de acuerdo con la nueva dirección del flujo mareal (ver figura 3 C).

6. Durante la misma época (Mioceno Superior) las zonas más profundas se situaban hacia el NW. en la depresión del Guadalquivir, donde

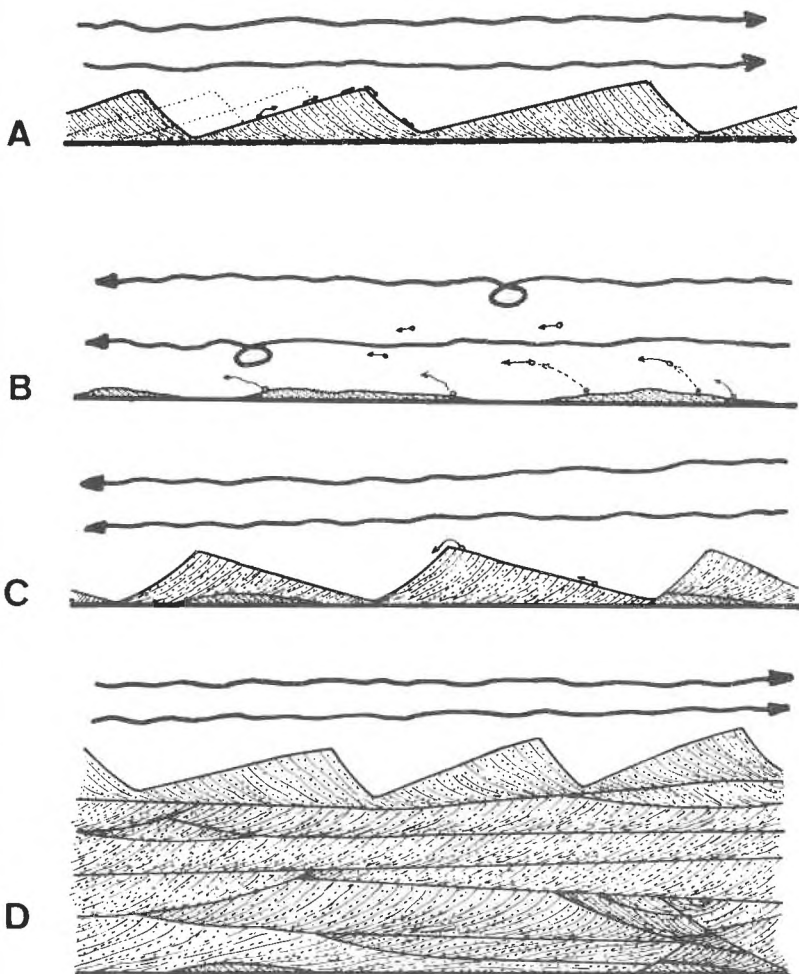


Fig. 34. Formación de las estratificaciones cruzadas en las calcarenitas por acción de las corrientes de marea. A y D: situación de flujo. B y C: situación de reflujo.

se depositaban entonces arcillas y margas ricas en foraminíferos planctónicos (moronitas), propias de un ambiente profundo, tranquilo y alejado de la costa. Las estructuras sedimentarias indican una migración predominante del material calcarenítico hacia mar adentro, es decir hacia el Oeste.

Este hecho se explica fácilmente si se tiene en cuenta que las corrientes de reflujo de la marea son más energéticas y, por tanto, tienen más capacidad erosiva y de transporte que el flujo ascendente. Esto se debe a que durante el reflujo, la energía propia de la marea queda incrementada con la debida a la acción de la gravedad, ya que las aguas (y la carga que transportan) se mueven pendiente abajo. Consecuentemente, las estructuras sedimentarias formadas durante el flujo son destruidas en su mayor parte por la corriente de reflujo, mientras que las formadas por el reflujo tan solo lo son parcialmente por el flujo, por lo que las paleocorrientes que se detectan más fácilmente en el registro sedimentario son las de reflujo, que migran mar adentro, hacia la depresión del Guadalquivir (ver figura 3 D).

3.ª PARADA. Mirador de Ronda.

A. Cuestionario de observaciones.

a) Panorámica de la Serranía de Ronda.

1. Identificar en el mapa topográfico los principales relieves: Hacho de Montejaque, Tavizna, Mures, Sierra del Pinar, Corredor de Boyar, Sierra del Caíllo, Jarastepar, Almola, etc. ¿Recuerdas los materiales que constitúan los principales relieves observados?

2. Comparar el relieve con el mapa geológico de la provincia de Cádiz y zonas próximas.

b) Observación del Tajo de Ronda.

3. Observar las rocas que constituyen el Tajo. ¿Existe alguna variación litológica en la vertical? ¿A qué se puede deber?

4. Recordar las observaciones realizadas en Arcos. Analogías y diferencias entre ambas zonas.

B. Conclusiones.

1. A partir de Arcos de la Frontera se ha atravesado un extenso afloramiento

ramiento de materiales postorogénicos (ver mapa geológico de la provincia de Cádiz). A partir de Villamartín se ha entrado en la Zona Subbética, ocupada por materiales arcillosos y yesíferos del Triásico, con algunos escasos relieves calizos del Jurásico (Sierra de Lijar, Lagerín, Malaver). Finalmente, se ha vuelto a cruzar materiales miocenos arcillosos y calcareníticos de la depresión de Ronda, sobre los cuales nos encontramos.

2. A diferencia de lo que ocurre en Arcos, donde aparecen arcillas grises por debajo de las calcarenitas bioclásticas, en Ronda, la base de éstas, está ocupada por un potente paquete de conglomerados. Esto implica una proximidad del mar mioceno al área fuente de tales conglomerados, la cual se situaría, probablemente fuera del mar, en zonas emergidas. A juzgar por la litología de los cantos del conglomerado puede pensarse que el área fuente de ellos se situaría aproximadamente donde hoy se ubican los principales relieves de la Serranía de Ronda, es decir, al S. y SE. de la ciudad de Ronda. En otras palabras, durante el Mioceno, la



Foto 29. Tajo de Ronda. Detalle de los conglomerados de Mioceno Sup. postorogénico.



Foto 30. Vista de la zona de «las Mesas», en las proximidades de Ronda, donde se observan los materiales postorogénicos del Mioceno Superior, en posición casi horizontal.

costa se situaba cerca de la posición actual de Ronda, y el continente, que era activamente denudado por la erosión, lo constituían las partes altas de la Serranía que emergían rápidamente del fondo del mar, justo al finalizar las principales fases de plegamiento.

La presencia de las calcarenitas (areniscas calcáreas) sobre los conglomerados implicaría, o bien el cese de los aportes conglomeráticos o bien el ascenso del nivel del mar (transgresión).

3. En el sector del Lagarín y el Malaver (ver figura 22 en el itinerario sobre Morfología Cárstica), se pudo ver cómo los materiales postorogénicos del Mioceno Superior estaban constituídos por arcillas y margas principalmente, que contenían algunas intercalaciones poco potentes de material calcarenítico, especialmente desarrollado en la parte topográfica superior (Las Mesas) (ver fotografía 30). Por otra parte, en la Depresión del Guadalquivir los depósitos miocenos están formados por mar-

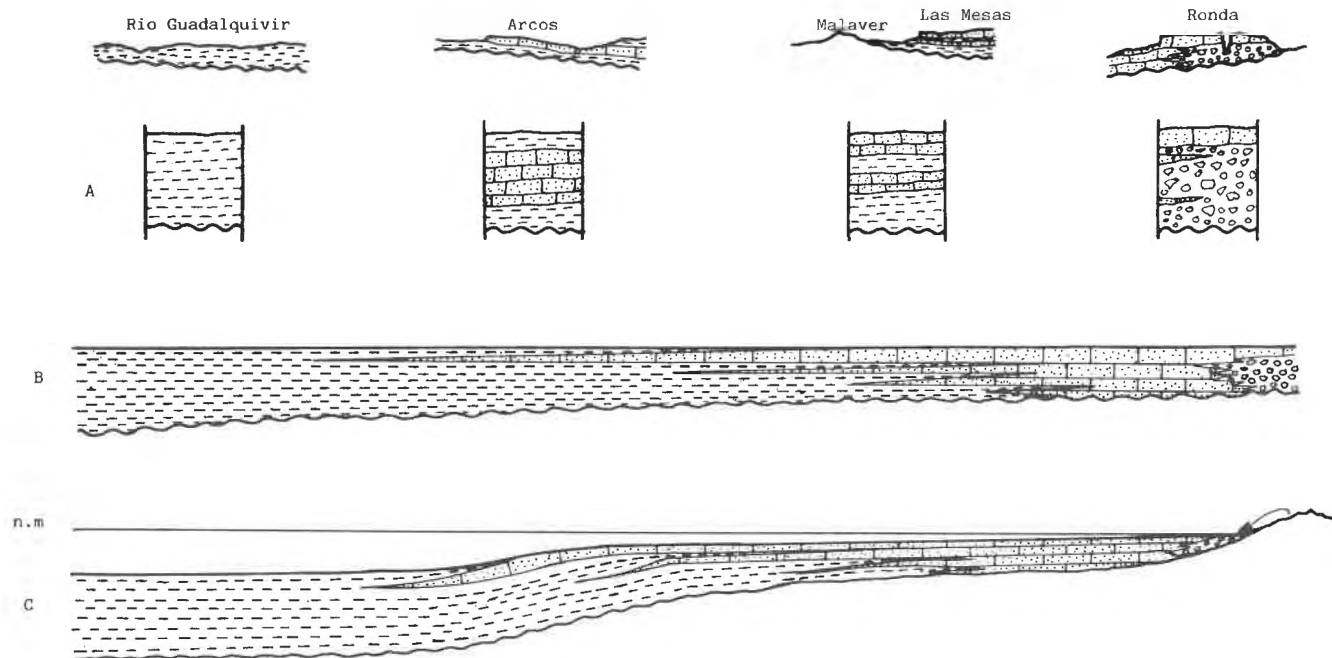


Fig. 35.— Correlación entre los distintos afloramientos de Mioceno superior en la provincia de Cádiz y áreas próximas. A: series estratigráficas locales. B: correlación. C: reconstrucción paleogeográfica (n.m.: nivel del mar).

gas y arcillas ricas en microorganismos planctónicos sin intercalaciones de calcarenitas.

Estas variaciones laterales de la litología, indican variaciones en el ambiente sedimentario durante el Mioceno, estando recogidas e interpretadas paleogeográficamente en la figura 35.

4.ª PARADA. Km 7,5 carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Situar en el mapa topográfico y en el geológico de la figura 37, ¿en qué dominio geológico nos encontramos?, ¿qué materiales?, ¿de qué edad?

2. Tomar muestras de roca de los afloramientos situados al lado de la carretera e identificar su litología y textura.

3. Continuar carretera adelante. Observar las arcillas de color verde rojizo que corta la carretera, ¿qué disposición estratigráfica guardan respecto a las rocas observadas anteriormente? Observar la estratificación de las calizas y situar estos materiales en el mapa geológico de la figura 37.

B. Conclusiones.

1. Los materiales carbonatados que se han cortado a partir de Ronda pertenecen al dominio Penibético de la Zona Subbética y son de edad Triásica.

2. En el Triásico del Penibético (ver figura 20 en el itinerario sobre Morfología Cárstica), se pueden distinguir dos conjuntos litológicos netamente diferentes: uno inferior carbonatado, del Triásico Medio y otro arcilloso del Triás Superior.

3. En el Subbético de áreas más septentrionales (zona de Algodonales por ejemplo) el conjunto arcilloso y yesífero del Triás Superior alcanza un extraordinario desarrollo. Por el contrario, en el Penibético, está mucho menos desarrollado y presenta un potente paquete carbonatado del Triás Medio en su base.

Conviene recordar igualmente, que en el Subbético situado al Norte del Penibético (Sierra del Pinar, por ejemplo), el Jurásico presenta notables diferencias con respecto al Jurásico Penibético: éste último es ente-

ramente calizo y sobre él se ha desarrollado un importante sistema cársico, mientras que en el Subbético de la Sierra del Pinar, el Jurásico está constituido por un potente paquete carbonatado inferior (del Liásico) y un potente paquete margocalizo superior (del Dogger y Malm) propio de un ambiente marino profundo y alejado de la costa. Además en el Penibético falta el Cretácico Inferior que, sin embargo, en el Subbético de zonas más septentrionales está bien desarrollado.

Estas peculiaridades estratigráficas, que se resumen en la figura 36 y 41, justifican la diferenciación de dos dominios paleogeográficos diferentes: el Subbético septentrional o Subbético Medio, situado al Norte y el Subbético Interno o Penibético, situado al Sur.

5.ª PARADA. Km. 9 trinchera de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Observar el escarpe rocoso situado al Sur, ¿cómo es su trazado?, ¿recto o sinuoso?, ¿qué rocas lo forman?

2. Observar las rocas de la trinchera, ¿qué diferencias se detectan con respecto a las arcillas del Trías Sup. del Penibético?

3. Dentro del conjunto de rocas que dan el escarpe, ¿es uniforme la litología o existen variaciones?, ¿de qué tipo?

4. ¿Existe algún criterio que permita deducir la edad de estas rocas?

5. ¿Podrían pertenecer al Penibético? Justificar la respuesta.

6. Observar el barranco situado al este de la carretera. Materiales equivalentes a los que ocupan el fondo del barranco han sido reconocidos en el Itinerario sobre Morfología Cársica. Recordar cuáles y a qué dominio geológico pertenecían.

7. Es un hecho claramente observable que el material situado por encima del que se encuentra en el fondo del barranco es el mismo que el observado en la trinchera de la carretera. Habida cuenta de la edad más moderna del material rojo y de su posición por debajo del material gris y blanco más antiguo, ¿qué relación geológica guardan ambos materiales entre sí? ¿Pertenecen ambos a la misma unidad geológica o por el contrario forman parte de conjuntos geológicos diferentes? ¿En ese caso, qué tipo de contacto existe entre ambos conjuntos? Utiliza el mapa geológico de la figura 37.

8. Observar la estratificación en las margo-calizas rojas del fondo del barranco. ¿Presentan estructuras de deformación? ¿De qué tipo?

9. ¿Se observan estructuras similares en las calizas y dolomías suprayacentes? ¿Existen otras diferentes? Observar de nuevo la trinchera.

B. Conclusiones.

1. El fondo del barranco está ocupado por margocalizas rojas del Cretácico Sup. del Penibético, que se encuentran intensamente replegadas.

2. Por encima se encuentran unas dolomías y calizas muy trituradas, de edad jurásica y triásica, pertenecientes a la Zona Bética.

3. Puesto que el material más antiguo (Triásico-Jurásico) está colocado encima del más moderno (Cretácico Sup.), cómo puede verse en el barranco, se concluye que tal superposición no es la estratigráfica normal que cabría esperar (Triásico bajo el Jurásico y éste bajo el Cretácico). Esta superposición es de origen tectónico: los materiales suprayacentes de la Zona Bética cabalgan sobre los infrayacentes de la Zona Subbética (Penibético) y constituyen un *manto de corrimiento* (véase corte geológico de la figura 37).

4. Esta superposición anormal puede verse gracias a la erosión, que permite ver, muy claramente en el barranco, al material más moderno bajo el más antiguo. En esta parte del barranco existe una *ventana tectónica*.

5. Esta superposición tectónica puede reconocerse en una extensa área gracias a la presencia de *ventanas tectónicas* e *isleos*. Estos últimos son restos del material cabalgante sobre el cabalgado, aislados completamente del conjunto por la erosión. Algunos de esos isleos se pueden reconocer en las inmediaciones de la carretera C-339 (Ronda-San Pedro de Alcántara). Un estudio geológico detallado permite reconocer una superposición superior a los 5 kms. como mínimo y posiblemente mucho mayor (decenas de kms.).

6. A ambos lados de la superficie de cabalgamiento, las rocas han sido intensamente deformadas: replegadas, en el caso del Cretácico Sup. Penibético; fracturadas y trituradas en el caso del Triásico y Jurásico de la Zona Bética, debido a la diferente plasticidad de ambos tipos de materiales.



Foto 31. Ventana tectónica en las proximidades de Ronda (carretera de San Pedro de Alcántara).

7. Entre otros criterios, es esta superficie de cabalgamiento la que permite separar la Zona Bética cabalgante de la Zona Subbética (Penibética) cabalgada.

6.ª **PARADA.** Carretera de Parauta, a partir del desvío de Cartajima.

A. Cuestiones de observaciones.

1. Observar los relieves situados al Sur. Sobre ellos se ubican una serie de pueblos. El más cercano es Parauta. Observar las zonas cultivadas de castaños en las inmediaciones. Comparar con el mapa geológico de la figura 37.

2. Se va a realizar una serie estratigráfica detallada en los materiales de la Zona Bética. Dibujar una columna estratigráfica y apuntar en ella las distintas características: litología, color, fósiles, potencia de los estratos, etc. que se observen.

B. Conclusiones.

1. La Zona Bética o Zona Interna de la Cordillera Bética, está formada por varias unidades tectónicas o complejos, cada uno de los cuales constituye un gran manto de corrimiento.

2. Los materiales cultivados de castaños que aparecen al Sur, en las inmediaciones de los pueblos cercanos, son rocas metamórficas (esquistos y cuarcitas) de colores pardos y anaranjados. Pertenecen, como puede verse en la figura 37, a una unidad tectónica diferente dentro de la Zona Bética, que se superpone sobre la unidad en la que estamos situados. Para distinguirlas las denominaremos unidad inferior y superior, aludiendo a su posición tectónica, no a su posición topográfica: la unidad superior es un manto de corrimiento que se ha desplazado sobre la unidad inferior en una distancia visible superior a la decena de Kms., probablemente muchos más; no obstante, la erosión ha desmantelado la mayor parte de esta unidad superior hasta dejarla en posición topográfica más baja que la unidad inferior. Ello es posible porque la superficie de cabalgamiento no es horizontal sino inclinada hacia el Sur.

3. La unidad inferior constituye, a su vez, otro manto de corrimiento que se ha deslizado sobre el Penibético. En el frente de cabalgamiento, la trituración de los materiales que la componen es muy intensa y no permite reconocer un orden definido. En la carretera de Parauta, sin embargo, más lejos de la superficie de superposición, la trituración tectónica ha sido menor, se ve la estratificación y puede reconocerse una ordenación estratigráfica en la Unidad Bética Inferior. A grandes rasgos, se pueden distinguir cinco paquetes de materiales, todos ellos carbonatados, que se representan en la figura 36 y que son de abajo arriba:

- a. Dolomías grises, cristalinas.
 - b. Calizas de grano fino, grises y negras, con algunas intercalaciones margosas.
 - c. Calizas con sílex y niveles con crinoides.
 - d. Calizas nodulosas y esquistosas rojas, con niveles de radiolari-
tas.
 - e. Brecha de cantos y cemento carbonatado de aspecto ruiforme.
4. Estudios de varios autores han permitido datar a los conjuntos a y b como Triásico Sup.; al c como Liásico (Jurásico Inf.); al d como Jurásico Medio-Sup. y finalmente al e como Oligoceno-Mioceno.

SERIE ESTRATIGRAFICA DE LA UNIDAD BETICA INFERIOR

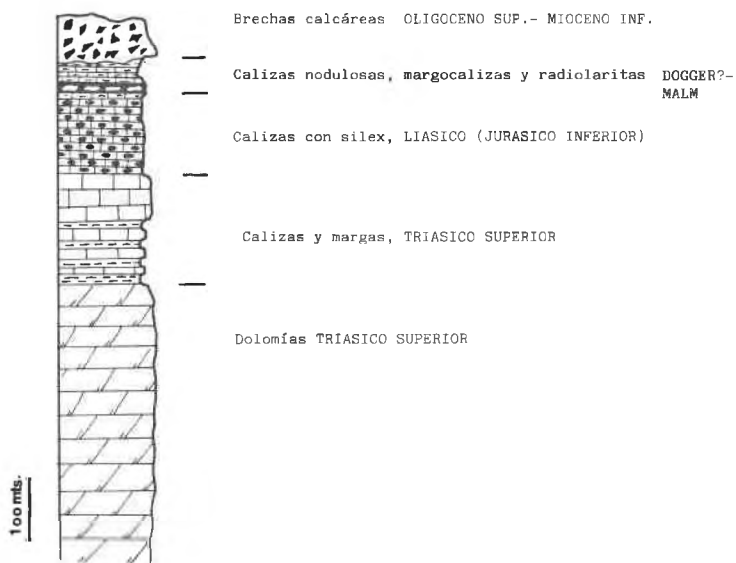


Fig. 36

5. Si se compara la serie estratigráfica de la Unidad Inferior Bética con la del Penibético (ver figuras 36 y 41) queda claro que las diferencias entre el Bético y el Subbético no se establecen solo por criterios tectónicos, sino también por criterios estratigráficos y, por tanto, paleogeográficos. Así, mientras que en el Penibético y el Subbético Medio, el Triásico Sup. es arcilloso y yesífero, en el Bético es enteramente carbonatado; mientras que en aquellos el Jurásico es muy potente y calizodolomítico en la base, en este, es de espesor comparativamente pequeño y formado por calizas con sílex en la base, etc.

Estas diferencias tan netas apoyan la idea de que cada uno de estos dominios geológicos se situaban, durante las eras Secundaria y Terciaria, bastante alejados unos de otros (posiblemente centenares de Kms.) y que hoy se encuentran tan próximos entre sí debido a un acortamiento tectónico en el que han jugado un papel muy importante los pliegues, las fallas y, sobre todo, los mantos de corrimiento.

7.ª **PARADA.** Carretera C-339 (Ronda San Pedro de Alcántara), entre los Kms. 15 y 16.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Observar la trinchera de la carretera. Los materiales aflorantes, ¿a qué término de la serie estratigráfica de la Unidad Bética Inferior podrían equivaler? (consultar la figura 36)

2. Son muy llamativos dos hechos: estas rocas presentan una mayor cristalinidad; mientras que en la parada anterior el sílex formaba nódulos en el seno de la roca, en este caso forma bandas alargadas, estiradas e intensamente replegadas que, más que por sílex, están formadas por cuarzo. ¿A qué pueden deberse estas variaciones?

B. Conclusiones.

1. Las rocas de la trinchera recuerdan a las calizas con sílex de la parada anterior.

2. En este caso la roca en general y el sílex en particular se encuentran intensamente replegados y recrystalizados: la caliza se ha convertido parcialmente en un mármol; el sílex se ha transformado en cuarzo; las delgadas películas arcillosas que separaban a los estratos de caliza con sílex aparecen con un cierto lustre, suaves y untuosas al tacto.

3. Estos hechos inducen a pensar que la Unidad Bética Inferior, en la que aún nos encontramos, ha sufrido la acción de procesos que recristalizan, repliegan y transforman parcialmente las rocas que la constituyen. A este conjunto de procesos, que transforman a las rocas a consecuencia de un aumento de presión y temperatura se le denomina *METAMORFISMO*.

4. Puesto que el metamorfismo afecta a unas calizas con sílex de edad jurásica, tiene que haber sido posterior al depósito de éstas. Consecuentemente, debió tener lugar después del Jurásico.

8.ª **PARADA.** C-339 (Ronda San Pedro de Alcántara), Kms. 20 y 21.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Observar las rocas blancas de la trinchera de la carretera ¿Qué son?

2. Señala las diferencias entre los mármoles blancos y los inmediatamente adyacentes al Sur.

3. ¿De qué roca sedimentaria podrían proceder estos mármoles?

4. Observar las rocas oscuras de la trinchera y señalar sus diferencias con el potente paquete marmóreo atravesado. Observar su textura y los minerales que la componen. Intentar clasificar esta roca como sedimentaria, ígnea o metamórfica.

5. Observar las diferencias de color en corte fresco y en superficie de alteración. ¿Qué factores condicionan la meteorización de esta roca?

6. Observar el mapa geológico de la figura 37 y también el mapa geológico de la provincia de Cádiz y el general de la Cordillera Bética. ¿Qué posición ocupan estas rocas respecto al contexto general de la Cordillera?

7. Habida cuenta de que las peridotitas son rocas de origen profundo, ¿cómo puede explicarse su presencia actual en la superficie, junto a otras rocas de origen metamórfico y próximas a zonas constituidas por rocas de origen sedimentario?

8. ¿Podría existir alguna relación genética entre el metamorfismo y estas rocas?

B. Conclusiones.

1. A lo largo de la carretera se ha atravesado una amplia zona ocupa-

da por mármoles blancos muy puros. Hacia el Sur aparece una pequeña banda de mármoles más impuros y de colores variados que presentan un bandeado. Tanto unos como otros son rocas metamórficas originadas por transformación de rocas carbonatadas (calizas, dolomías y margas) por aumento de la presión y la temperatura durante el metamorfismo.

2. Al Sur de los mármoles bandeados aparecen unas rocas netamente diferentes, muy oscuras en corte fresco y rojizas en superficie. Su textura y mineralogía permite deducir que son rocas ígneas cristalinas y están predominantemente compuestas por olivino (mineral verde oscuro) y piroxenos (mineral negro). En las superficies de fractura se observa un mineral verdoso, filoso o laminar, untuoso al tacto: se trata de serpentina y posiblemente deriva de la hidratación del olivino a lo largo de las fracturas.

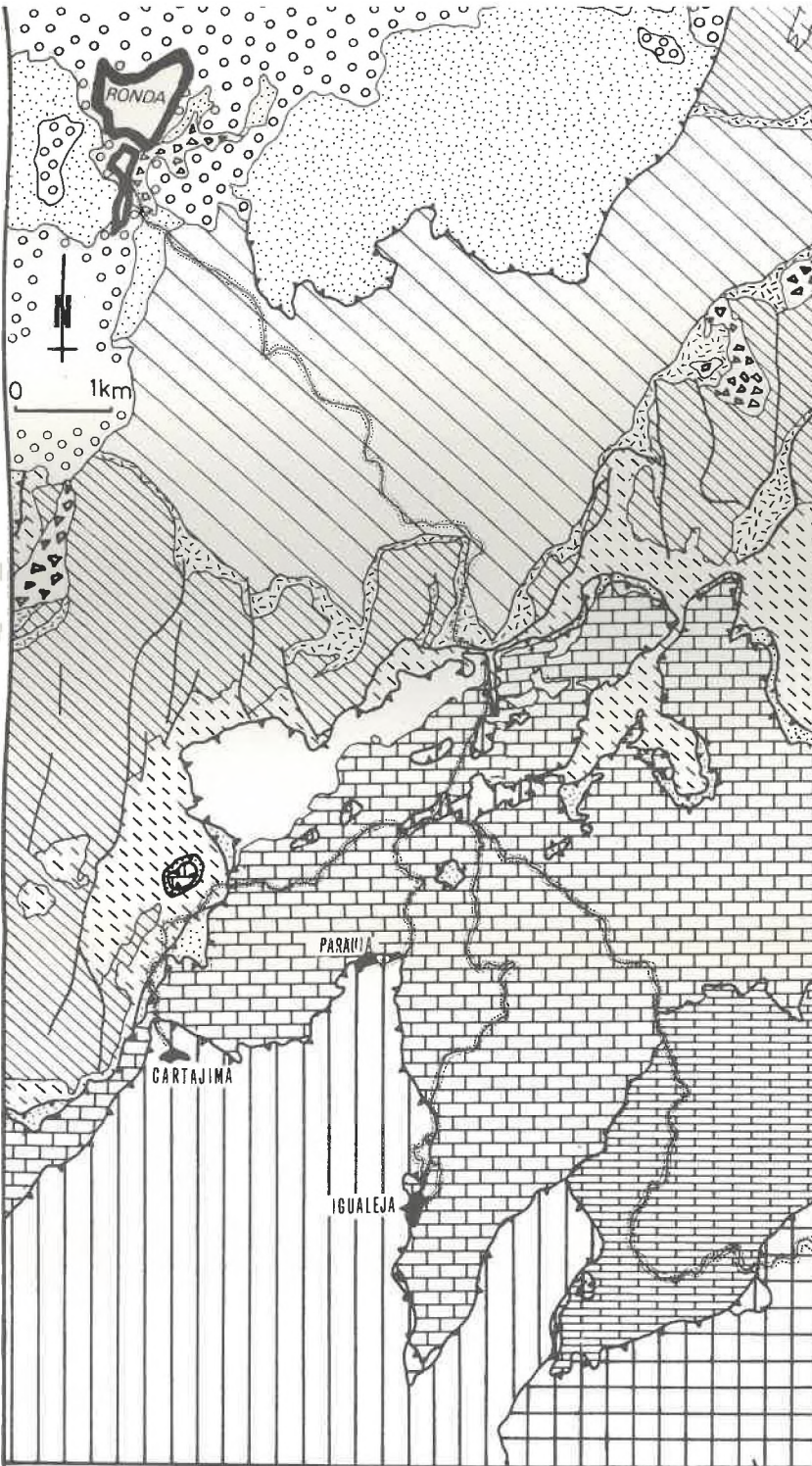
Estas rocas ígneas, cristalinas son *peridotitas*.

3. La meteorización de la roca implica la oxidación del hierro contenido en los minerales, es decir, su paso de ferroso a férrico, con el consiguiente cambio de color de verde oscuro, casi negro, a rojizo.

4. Las *peridotitas* son rocas ultrabásicas, pobres en sílice (SiO_2) y ricas en minerales ferromagnesianos. Aunque son muy escasas en la corteza, se sabe que buena parte del manto superior está formado por estas rocas, donde se encuentran a una elevada temperatura (en la astenosfera están incipientemente fundidas a temperaturas próximas a los 1400°C).

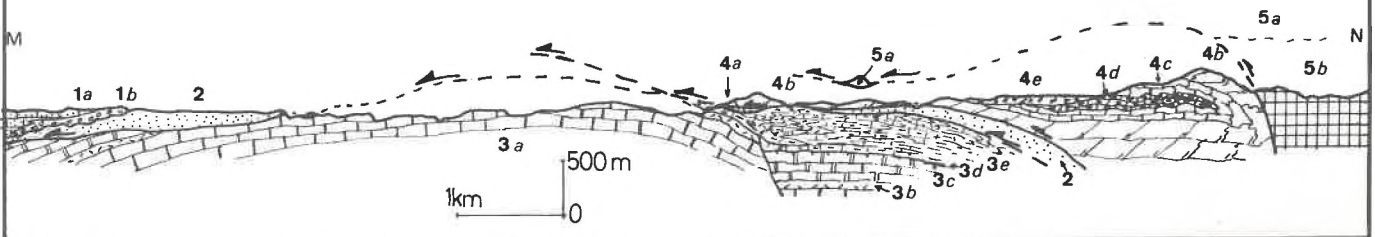
5. Estas rocas han ascendido desde el manto superior, situado a unos 120 Kms. de profundidad, por causas orogénicas. En el transcurso de su ascenso han ido perdiendo calor y transmitiéndolo a las rocas suprayacentes que, consecuentemente, han sido intensamente metamorfizadas.

MAPA GEOLOGICO ESQUEMATICO DEL SE. DE RONDA



- Aluviones y derrubios. CUATERNARIO
- Calcarenitas y conglomerados. MIOC-SUP
- Arcillas y Areniscas. Olig.-MIOC-INF.
- Margocalizas. CRET.SUP.
- Calizas. JURASICO
- Arcillas y Yesos. TRIAS SUP.
- Calizas y dolomías. TRIAS MEDIO
- Calizas. JURASICO
- Parte no metamórfica
- Parte metamórfica
- Micasquistos
- Peridotitas

Fig. 37



LEYENDA DEL CORTE. 1.- Terrenos postorogénicos (Mioceno superior): 1a, calcarenitas; 1b, conglomerados. 2.- Unidades del Campo de Gibraltar (Oligoceno-Mioceno inferior): areniscas y arcillas. 3. Penibético: 3a, calizas y dolomías (trias medio); 3b, arcillas y yesos (trias superior); 3c, calizas (Jurásico); 3d, laguna estratigráfica (Gretácico inferior); 3e, margocalizas rojas (Gretácico superior). 4. Unidad Bética Inferior: 4a, calizas blancas (Jurásico); 4b, dolomías (trias superior); 4c, calizas negras (trias superior); 4d, calizas con sílex (Jurásico); 4e, brecha (terciario). 5. Unidad Bética Superior: 5a, micasquistos; 5b, peridotitas

VIII

ITINERARIO N° 5

ESTRATIGRAFIA, TECTONICA Y GEOMORFOLOGIA DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA

INTRODUCCIÓN

Los objetivos que se intentan cubrir al realizar este itinerario son los siguientes:

a. Establecer la serie estratigráfica del Subbético Medio y diferenciarla de los materiales pertenecientes al Penibético, en una zona donde ambas unidades aparecen muy próximas.

b. Reconocer la zona de contacto entre las dos unidades anteriormente aludidas, que se presenta con una estructura geológica muy compleja.

c. Comprobar la acción de los agentes geodinámicos externos sobre los diferentes materiales presentes en la zona.

d. Dado el interés botánico y paisajístico que presenta la Sierra del Pinar, así como el resto de las sierras que aparecen en torno a la ciudad de Grazalema, y las frecuentes excursiones que a dicha zona se hacen por gran número de centro docentes, se trata de aprovechar dicha circunstancia y complementar la información biológica con el conocimiento, siquiera somero, de la litología y estructura geológica de la misma.

e. Estudiar los aspectos geográficos y geomorfológicos de estas sierras, así como su influencia en el clima de la región.

La Sierra de Grazalema, es una de las zonas de mayor interés en lo que a ciencias ambientales se refiere, hasta el punto de haber sido incluida en el PROGRAMA MAB (Man and Biosphere) de la UNESCO, cuyo objetivo es el establecimiento de «reservas de biosfera» de singular inte-

rés, así como su estudio en todas sus manifestaciones actuales, siendo junto con Doñana y Ordesa una de las tres establecidas hasta el momento en la Península.

Por su parte I.C.O.N.A, que actualmente tiene catalogada la zona como «reserva botánica», pretende el establecimiento, en un futuro no lejano, de un PARQUE NACIONAL, junto con la zona de la Garganta del río Bocaleones (Garganta Verde); su función, aparte de la de esparcimiento, será la potenciación y extensión del pinsapar existente en esta sierra.

Las razones que lo justifican son las siguientes:

a. Se trata del mejor núcleo de pinsapos de entre los restos de los bosques de «abeto andaluz» que quedan todavía por estas sierras (quedan también pinsapos en la Sierra de las Nieves y en Sierra Bermeja, provincia de Málaga); fuera de la Serranía de Ronda solo existen en Marruecos, en las cercanías de Xauen (variedad *Abies Numídica*) y también en el Cáucaso (variedad *Abies Normandiana*). La variedad existente en la Serranía de Ronda es el *Abies Pinsapo Boissier* y se trata de una de las coníferas más antiguas, estando considerados como uno de los residuos de abetos meridionales que desaparecieron al retirarse los glaciares cuaternarios, tratándose pues de una auténtica reliquia botánica.

b. Una gran riqueza biótica, sobre todo florística, que alcanza, en solo una pequeñísima porción de la sierra más del 10% de las variedades existentes en la Península, además de existir gran cantidad de endemismos botánicos.

c. Un clima de singulares características que, condicionado por las peculiaridades geográficas y geológicas de la región, es a su vez condicionante, entre otros factores, de la gran variedad florística y endemismos botánicos aludidos anteriormente.

d. La Sierra del Pinar, junto con la de Zafalgar, Endrinal, Caíllo, etc., es decir lo que constituye el macizo de Grazalema, es el núcleo hidrográfico más importante de la provincia de Cádiz, siendo allí donde tienen su nacimiento ríos como: el Guadalete, Tavizna, Gaduares, río del Bosque, etc.

ITINERARIO (Ver fig. 38)

- Salida de Cádiz.
- Algodonales. Km. 79 CN-342.

Panorámica de la Serranía de Grazalema.

— 1.ª **PARADA.** Garganta río Bocaleones. Carretera comarcal Zahara-Grazalema, Km. 7,5.

Situación en el mapa topográfico y geológico.

Reconocimiento de los relieves más destacables, y de los materiales y estructura que los forman.

Observación de la garganta del río Bocaleones.

Iniciación a la serie estratigráfica Subbética

— **Subida Puerto de las Palomas.** Carretera Zahara- Grazalema a partir del Km. 7.

Observación serie subbética, reconocimiento de términos estratigráficos.

Reconocimiento de estructuras y aspectos geomorfológicos.

— 2.ª **PARADA.** Km. 17 carretera Zahara-Grazalema (proximidad ruinas de la denominada Casa de San Cristóbal en el mapa topográfico 1/50.000, serie fotogramétrica), próximo a la senda de subida a la Sierra del Pinar.

Situación en el mapa topográfico y geológico.

Reconocimiento de términos litológicos y estructurales.

Geomorfología.

— **Subida a la Sierra del Pinar.**

Reconocimiento de materiales.

Observación zona de contacto entre el Subbético Medio y el Penibético.

Observación escamas del «Corredor del Boyar».

Panorámica Serranía de Ronda.

Aspectos geomorfológicos.

3.ª **PARADA.** Puerto de la Cumbre.

Situación en el mapa topográfico y geológico.

Reconocimiento de materiales de la serie estratigráfica.

Disposición tectónica.

Aspectos geomorfológicos.

— **Recorrido por el pinsapar hacia Benamahoma.**

Reconocimiento de los términos de la serie subbética a lo largo de la senda.

Estructura tectónica.

Aspectos geomorfológicos y climáticos.

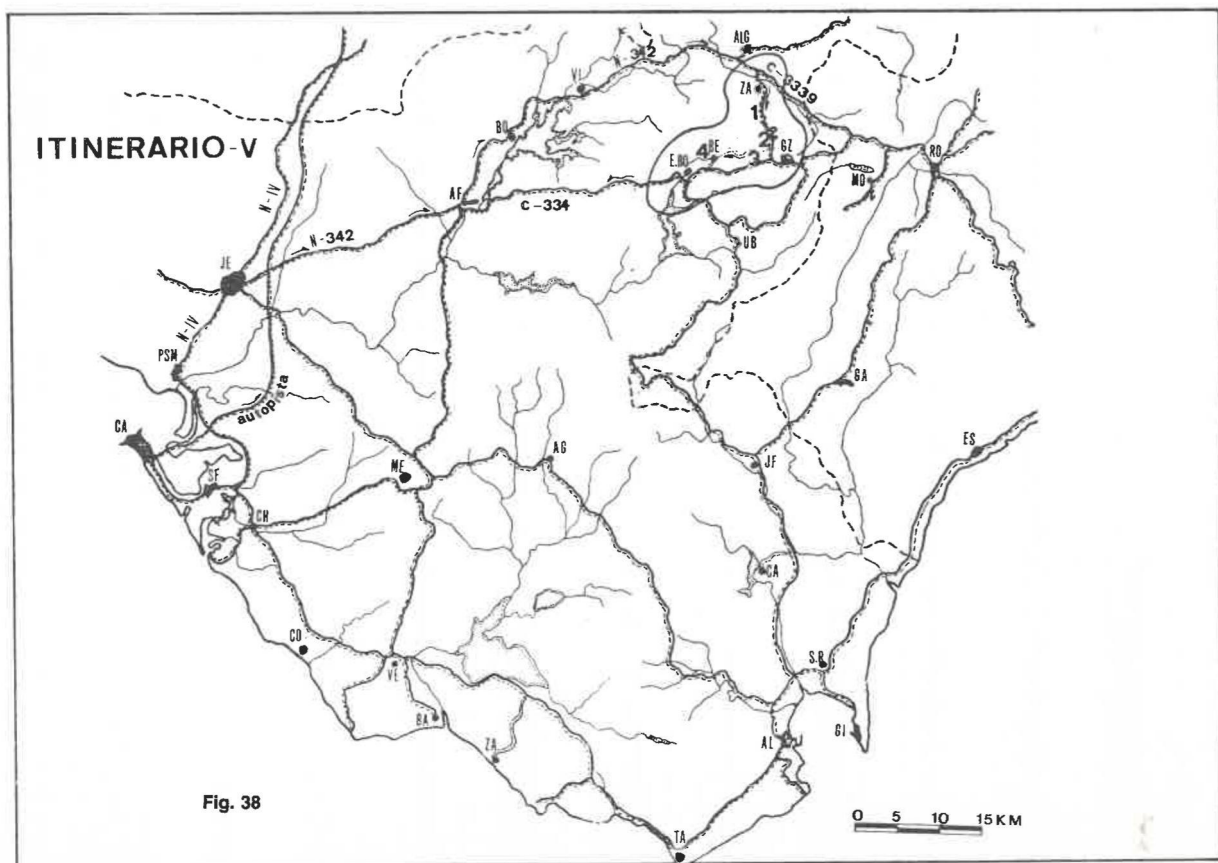


Fig. 38

— **Continuación recorrido hacia Benamahoma.**

— **4.ª PARADA.** Benamahoma.

Situación en el mapa topográfico y geológico.

Reconocimiento de materiales.

*Para la realización de este Itinerario es necesario consultar el mapa topográfico de Ubrique a Escala 1/50.000.

DESARROLLO DEL ITINERARIO

1.ª **PARADA.** Garganta Arroyo Bocaleones.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Situar en el mapa topográfico y geológico de la fig. 39, reconocer los relieves circundantes y relacionarlos con su litología y estructura.

2. Observar la morfología del lugar, ¿de qué tipo de accidente geográfico se trata? Relacionar el desarrollo de esta forma de modelado con la litología y estructura de los materiales.

3. Determinar los factores que pueden haber condicionado este tipo de modelado.

4. Localizar sobre el mapa topográfico la red de drenaje superficial, concretar la divisoria de la cuenca, extensión de la misma y dirección de la escorrentía.

B. Conclusiones.

1. Nos encontramos en las proximidades de una *garganta* por cuyo fondo discurre el Arroyo Bocaleones a través de cálizas subbéticas de edad Liásico inferior.

2. Este tipo de modelado es propio de cursos fluviales que atraviesan materiales muy resistentes a la meteorización mecánica, de ahí las fuertes pendientes de las paredes del cauce. La erosión se realiza predominantemente a favor de la corriente del arroyo, que profundiza su cauce verticalmente, mientras que las laderas se meteorizan a menor ritmo, dada su resistencia; esto explica el perfil de este valle, muy distinto al típico en «V» de los valles fluviales en las zonas de cabecera.

3. Entre las posibles causas que han podido generar esta garganta, podríamos destacar las siguientes:

- a. Que se trate del hundimiento del techo de una galería o caverna de origen cárstico.
- b. Que se haya originado, exclusivamente, por acción de la erosión fluvial.
- c. Que se conjuguen los dos factores anteriores, es decir, un río que al erosionar su cauce verticalmente alcance a una galería subterránea, encajándose en ese momento.
- d. Que esté ligado a accidentes tectónicos (fallas, etc.)
- e. Que se den todos o algunos de los factores expuestos anteriormente, a la vez.

SUBIDA PUERTO DE LAS PALOMAS (Desde Zahara).

A. Cuestionario de observaciones.

- 1. Observación de los términos de la serie estratigráfica subbética a medida que se cortan en la carretera.
- 2. Observación de la estructura (buzamiento, dirección, etc.)
- 3. Realizar observaciones de tipo geomorfológico.

2.ª PARADA. Al pie de la Sierra del Pinar. (Ruinas casa de San Cristóbal)














A. Cuestionario de observaciones.

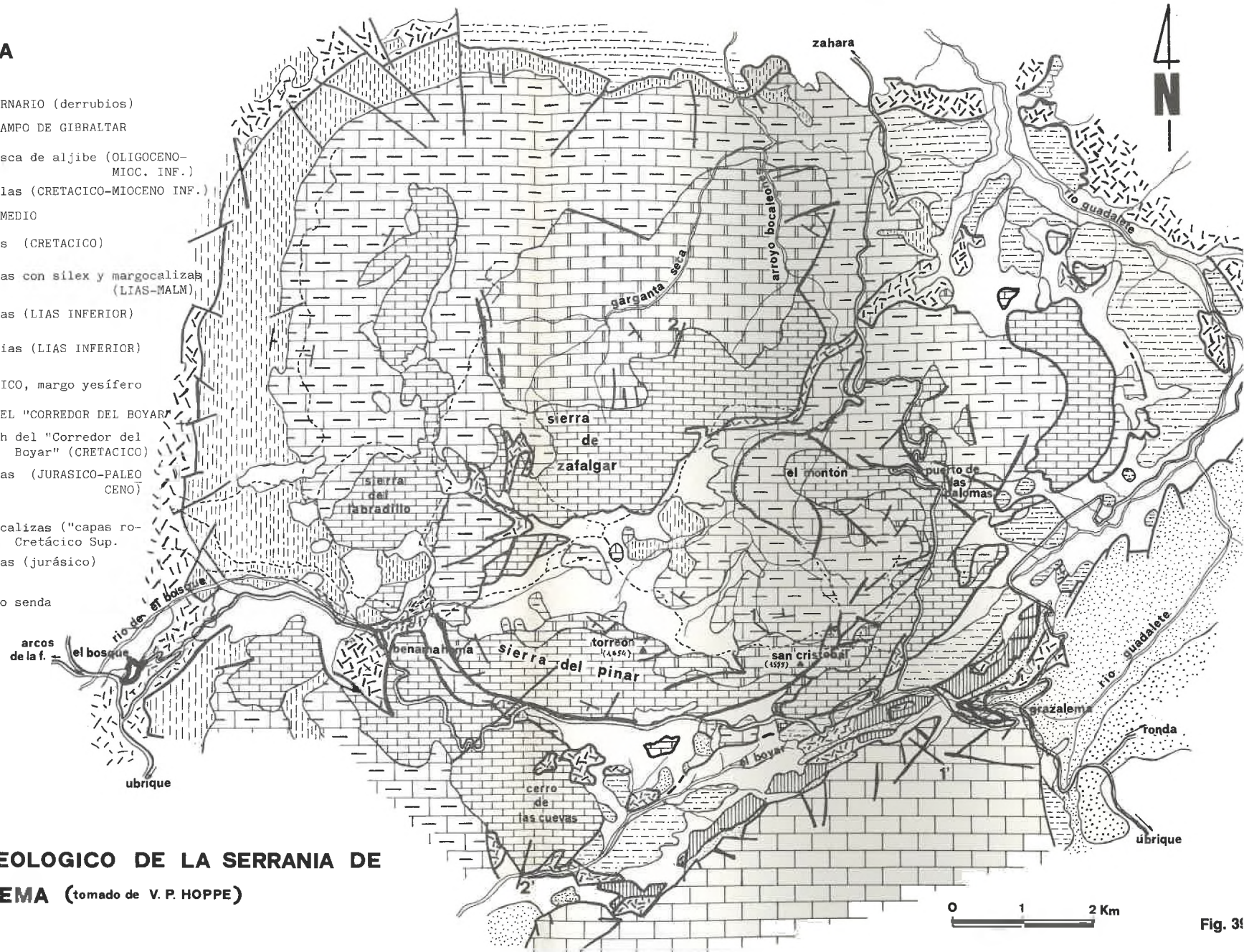
- 1. Situar en el mapa topográfico y geológico, reconocer la litología de los materiales.
- 2. Observar las diferentes pendientes que presentan los relieves circundantes y relacionarlos con su litología (ver mapa geológico figura 39).
- 3. Consultar y analizar los diferentes términos de la columna estratigráfica de la serie subbética (fig. 40), con objeto de poder identificarlos durante el recorrido y relacionarlos con los ya observados durante la subida al Puerto de las Palomas.

B. Conclusiones.

- 1. Nos encontramos en la parte oriental del paraje denominado por Blumenthal (1935-37) «Corredor del Boyar», zona caracterizada por su complejidad geológica, estando implicadas en ella gran variedad de unidades tectónicas, a pesar de su limitada extensión (ver mapa geológico fig. 39 y fig. 42).

LEYENDA

-  CUATERNARIO (derrubios)
- UNIDADES CAMPO DE GIBRALTAR
-  arenisca de aljibe (OLIGOCENO-MIOC. INF.)
-  arcillas (CRETACICO-MIOCENO INF.)
- SUBBETICO MEDIO
-  margas (CRETACICO)
-  calizas con sílex y margocalizas (LIAS-MALM)
-  calizas (LIAS INFERIOR)
-  dolomias (LIAS INFERIOR)
-  TRIASICO, margo yesífero
- UNIDADES DEL "CORREDOR DEL BOYAR"
-  flysch del "Corredor del Boyar" (CRETACICO)
-  escamas (JURASICO-PALEOCENO)
- PENIBETICO
-  margocalizas ("capas rojas") Cretácico Sup.
-  calizas (jurásico)
-  Camino senda



MAPA GEOLOGICO DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA (tomado de V. P. HOPPE)

SERIE ESTRATIGRAFICA *subbetico medio (sierra del pinar)*

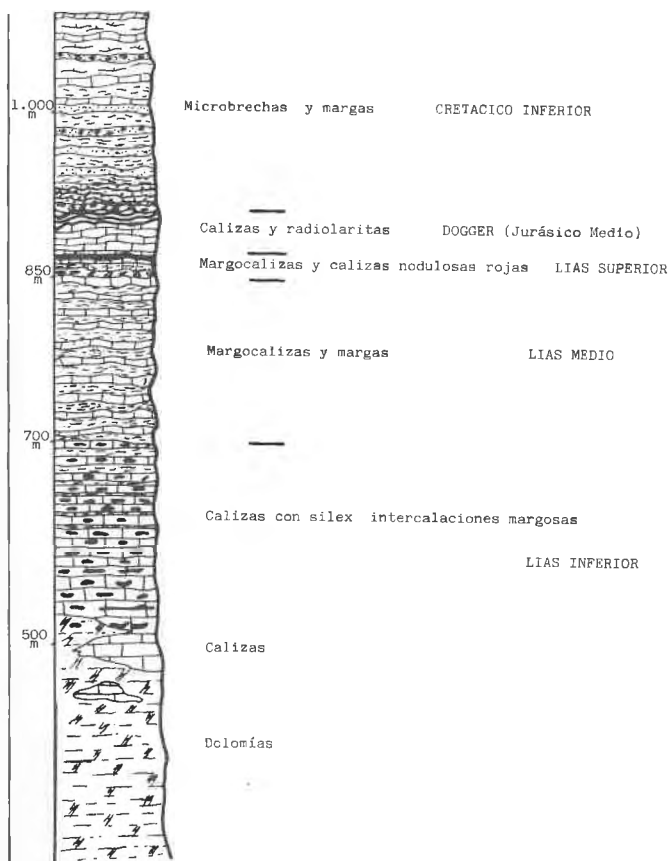


Fig. 40

2. Entre los materiales que afloran en esta zona, se distinguen: materiales margo yesíferos del Triásico Sup., materiales areniscoso-margosos del denominado «Flysch del Corredor del Boyar»; ambos tipos de materiales proporcionan relieves poco abruptos de suaves pendientes, dada la poca resistencia de estos materiales a la erosión.

Hacia el Noroeste aparece el fuerte escarpe que constituye la vertiente Este de la Sierra del Pinar, constituida fundamentalmente por dolomías y calizas del Liásico Inf. que, debido a su resistencia y a una peculiar disposición tectónica, proporciona este relieve.

SUBIDA A LA SIERRA DEL PINAR (Senda de subida al Puerto de la Cumbre)

A. Cuestionario de observaciones.

1. Intentar identificar litologías. Asignarles una posición estratigráfica dentro de la serie subbética (figura 40).

2. Diferenciar afloramientos rocosos de materiales de derrubio. Evaluar las causas que han podido dar lugar a la formación de éstos y observar otras formas de erosión superficial.

3. ¿Qué desarrollo alcanzan los suelos en esta zona?, ¿qué factores los condicionan?

4. Observar e identificar los relieves sobre el mapa topográfico. Es evidente que existen bruscas variaciones de pendiente. ¿Cómo quedan reflejadas estas variaciones en el mapa?

5. Observar los relieves que aparecen sobre el horizonte y recordar, basándose en los itinerarios realizados anteriormente, a qué unidades geológicas pertenecen.

6. Comparar el relieve adyacente y el mapa geológico de la figura 43. Identificar en el campo los relieves representados en el mapa.

B. Conclusiones.

1. La carretera del Puerto de las Palomas al Puerto del Boyar discurre por materiales de diversas edades y litologías, pertenecientes a conjuntos geológicos diferentes. La senda por la que se asciende al Puerto de la Cumbre (camino del Pinsapar), atraviesa un potente paquete de dolomías de edad liásica que constituyen buena parte de la vertiente meridional de la Sierra del Pinar. Esta sierra es un elemento geológico pertene-

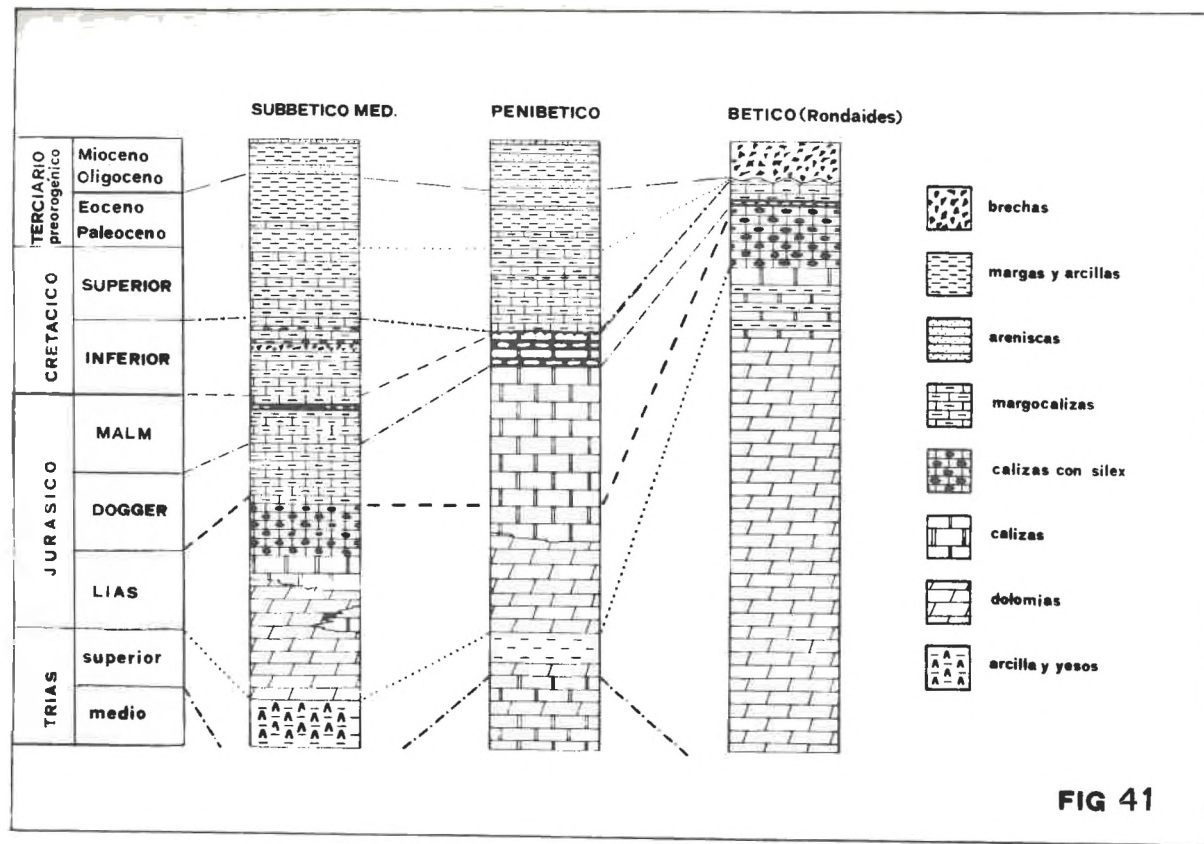


FIG 41

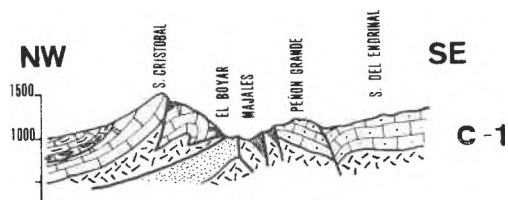
ciente al Subbético Medio, cuya serie estratigráfica está representada en la figura 40, y que podemos comparar con los materiales que aparecen próximamente, al otro lado del «Corredor del Boyar», es decir del Penibético (véase figura 41).

2. En las laderas se acumulan derrubios caídos desde zonas más altas a favor de la pendiente, que luego pueden ser retrabajados por las aguas salvajes, y que cubre parcialmente los afloramientos del sustrato dolomítico. Por ello, además de fragmentos de dolomías se observan otras rocas (calizas, calizas con silex, etc.), que afloran cerca de la divisoria de aguas. En las superficies rocosas puede observarse morfologías de tipo *lapiaz* que indican la actividad del proceso cárstico.

3. Los suelos que aparecen en estas sierras son de escaso desarrollo, debido a la fuerte pendiente y al carácter dolomítico del sustrato rocoso, así como a la falta de cobertera vegetal, tan solo representada por matorrales.

En general se trata de *litosuelos calcareos* (es decir formados por rocas duras, calcáreas, puestas al descubierto por la erosión, carentes de horizontes edáficos y de vegetación). También existen *protosuelos* muy superficiales, así como restos de *terra rossa*, residuos de la disolución cárstica de las rocas calizas. En algunos puntos, por ejemplo, en las inmediaciones de la carretera, también se reconocen *suelos de bujeo* (tierra parda forestal), procedentes de la alteración de las arcillas y areniscas del «Corredor del Boyar», así como *litosuelos yesíferos* que se emplazan sobre materiales del Triásico.

4. A lo lejos pueden identificarse algunos relieves ya conocidos por haberlos observado en itinerarios anteriores: la Sierra de las Nieves, situada al SE. que pertenece a las Zonas Internas, concretamente a los «Rondaides»; las Sierras Blanquilla e Hidalga, situadas detrás de Ronda y que pertenecen al Penibético, al igual que las sierras de los alrededores de Montejaque situadas al Sur, así como las del Endrinal, Caíllo y Peñón Grande, adyacentes a la zona de estudio. Tanto en Ronda como en el sector de Las Mesas, situado al Este, afloran terrenos postorogénicos margosos y calcareníticos del Mioceno Sup., al Norte de los cuales aparecen los relieves del Lagarín y Malaver, constituidos por materiales jurásicos que floran sobre los terrenos arcillosos y yesíferos del Trías Subbético y que se mezclan con las arcillas rojas y verdes y las areniscas



CORTES GEOLOGICOS

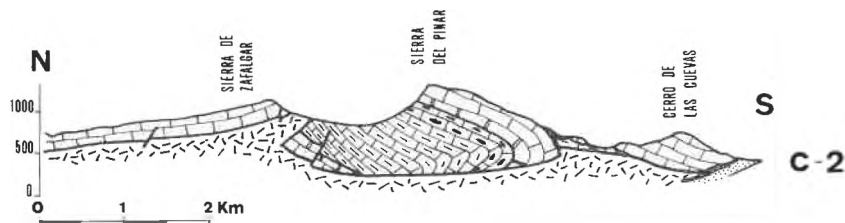


FIG. 42

de las unidades del Campo de Gibraltar. Por detrás de estos relieves aparece la Sierra de Cañete, de formas muy poco pronunciadas, debido a su estructura geológica, menos complicada que en la Sierra del Pinar, pero estratigráficamente similar a ésta. Además, inmediatamente al Sur de Grazalema, se encuentra un extenso alcornocal desarrollado sobre las areniscas del Aljibe.

5. En el relieve de las inmediaciones pueden diferenciarse dos zonas montañosas separadas por otra zona estrecha que es denominada por los geólogos el «Corredor del Boyar», aludiendo a su forma alargada y estrecha. Este corredor constituye un límite geológico de gran importancia pues separa dos unidades geológicas dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética: el Penibético (o Subbético Interno) y el Subbético Medio.

La estructura tectónica del «Corredor del Boyar» es extraordinariamente compleja y ha sido interpretada de forma diversa según los autores que han trabajado en la región, condicionando además el relieve de la zona.

Las unidades situadas al Sur del «Corredor del Boyar» pertenecen al Penibético y actualmente constituyen la Sierra del Endrinal cuyo vértice más importante es El Reloj (1 539 mts.) y la alineación de relieves entre el Peñón Grande de Grazalema y el Salto del Cabrero. El carácter netamente calizo de la serie estratigráfica del Jurásico Penibético queda claramente marcado en el relieve rocoso de colores claros y desprovisto de forma casi absoluta de vegetación.

En el valle que separa el Peñón Grande de la Sierra del Endrinal (ver mapa topográfico), con más vegetación, afloran algunos retazos de materiales de edad cretácica y terciaria. Además, el relieve del Penibético puede considerarse como de tipo cárstico (véase itinerario n.º 2 sobre morfología cárstica).

Por el contrario, la Sierra del Pinar cuyo vértice más alto lo constituye El Torreón (1 654 mts.), y los relieves situados al Norte de ésta (Sierras de Zafalgar y Labradrillo) pertenecen al Subbético Medio, caracterizado por presentar una serie estratigráfica con un Jurásico margoso y margocalizo a partir del Lías Medio, así como un potente Lías Inferior dolomítico y calizo, sobre el que estamos situados durante todo el recorrido de ascenso al Pinar. Esto influye claramente en el relieve, cuyos re-

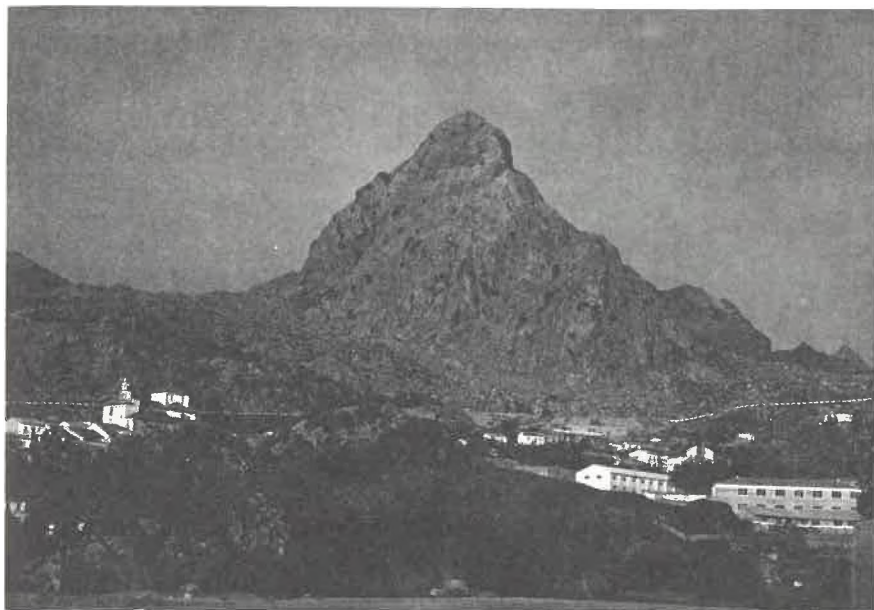


Foto 32. Vista del Peñón Grande desde Grazalema (unidad perteneciente al penibético o Subbético Interno).

saltes más pronunciados se deben al carácter más resistente de los materiales calizo-dolomíticos del Liásico Inferior. (Para comparar las serie estratigráficas penibética y subbética véase la figura 41).

La Sierra del Pinar presenta un dispositivo en forma de herradura cóncava hacia el Norte. En su parte meridional (alineación pico de San Cristóbal-Torreón), afloran los materiales del Lías Inferior, implicados en varios pliegues que posteriormente han sido intensamente fracturados. Los materiales margosos cuya edad oscila entre el Lías Medio y el Cretácico (ver figuras 40 y 41) han sido erosionados de las partes altas de las sierras y actualmente se encuentran cobijados en el núcleo de un gran sinclinal vergente al Sur, localmente tumbado, como puede verse en el corte geológico de la figura 42, que actualmente constituye las «Caídas de la Sierra del Pinar», en las cuales se ubica el «pinsapar».

Dentro del propio «Corredor del Boyar» pueden distinguirse, a su vez, varias alineaciones de relieves de los cuales dos son especialmente

ESQUEMA GEOLOGICO DEL "CORREDOR DE BOYAR"

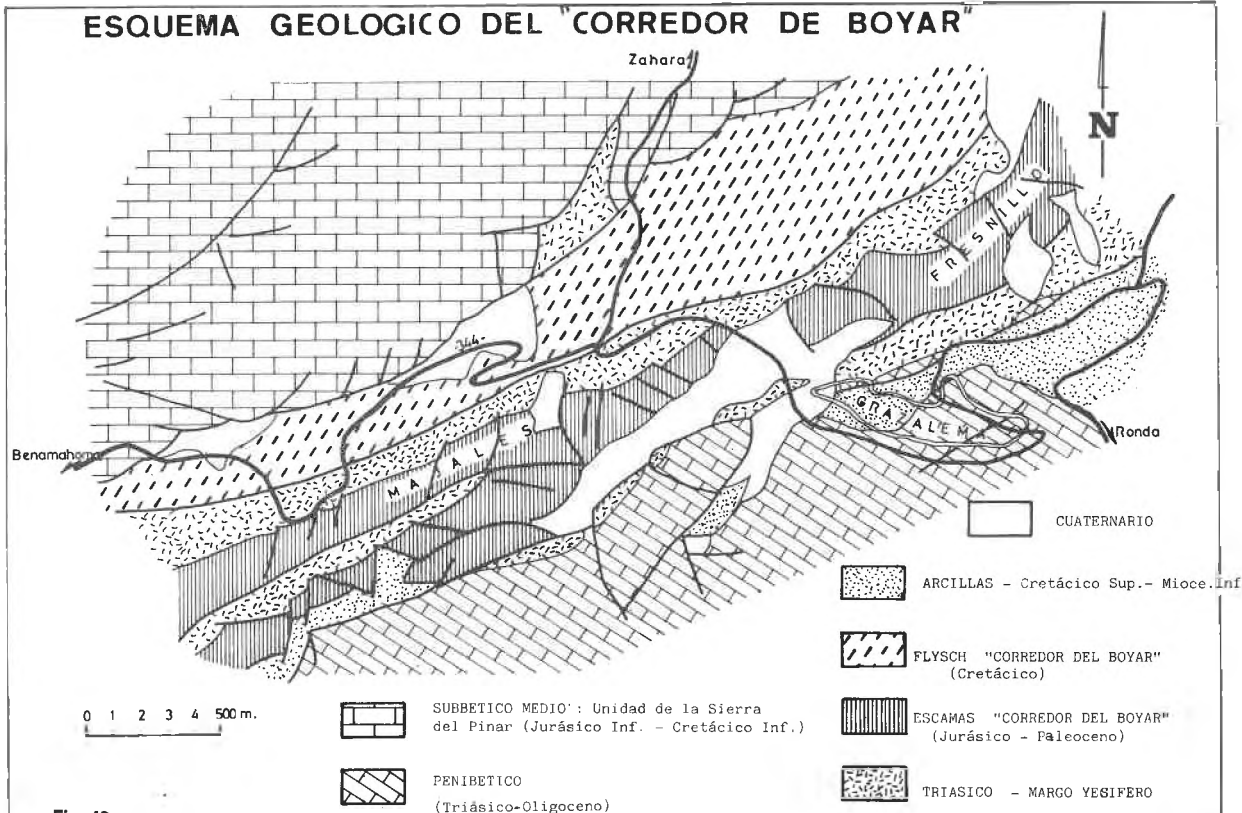


Fig. 43

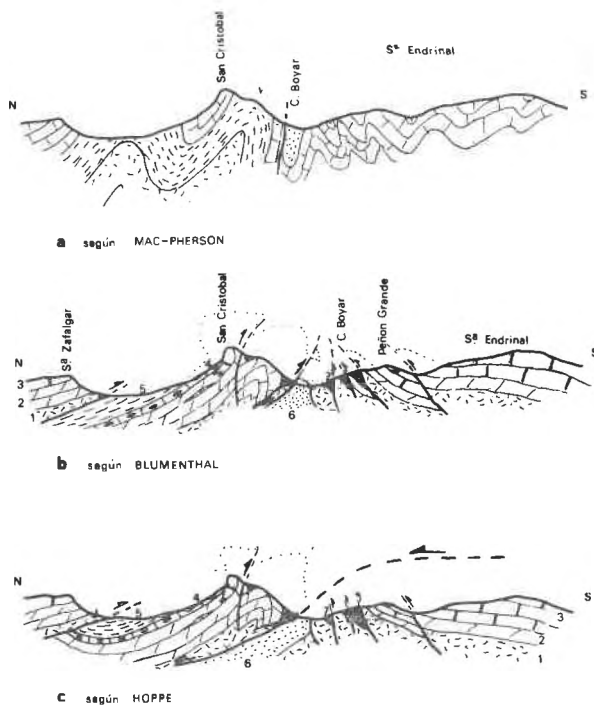


Foto 33. Aspecto de las Escamas del Corredor del Boyar.

bien visibles. El más meridional, es decir más próximo al Puerto del Boyar, así como al Penibético, del que queda separado por una estrecha zona deprimida, corresponde a la alineación del «Peñón de Majales». La más septentrional corresponde a «alineación del Fresno», relieve situado inmediatamente al Norte de Grazalema, cerca de la parada número 2, que se continúa hacia el Oeste. Estas alineaciones son la expresión topográfica de una estructura tectónica en «*ESCAMAS*», es decir, paquetes de materiales, relativamente poco potentes, separados por fallas inversas, que, a su vez, apilan varios de esos paquetes. Esta estructura implica un notable acortamiento de la anchura original de la zona. Los relieves están constituidos por materiales jurásicos de carácter calizo, más resistentes a la erosión, mientras que las zonas más deprimidas están ocupadas por materiales arcilloso-yesíferos del Trías o margoarenosos del Cretácico y Terciario.

Como todas las zonas complejas, el «Corredor del Boyar» es una zona de interpretación geológica discutida, tanto más si se tiene en cuenta

DIVERSAS INTERPRETACIONES SOBRE EL CORREDOR DE BOYAR



- 1.- Arcillas y yesos , 2.- Dolomías , 3.- Calizas, 4.- Calizas con sílex
5.- Margas y margocalizas, 6.- Flysch del Corredor de Boyar, 7.- Escamas del
del Corredor de Boyar

Fig. 44

ETAPAS DE LA ESTRUCTURACION DEL "CORREDOR DEL BOYAR" SEGUN BOURGOIS

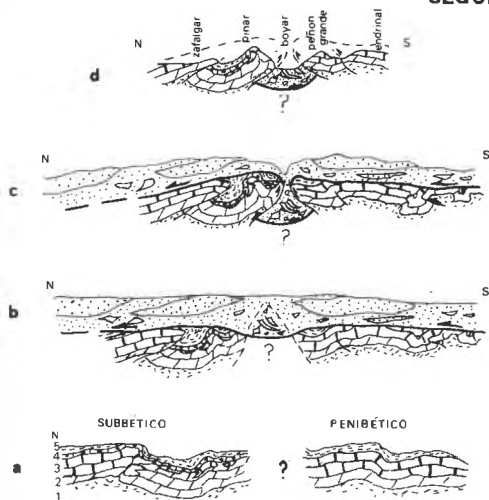


Fig. 45

1.- Arcillas y yesos, 2.- Dolómitas, 3.- Calizas, 4.- Calizas con sílex
5.- Margas y margocalizas, 6.- Arcillas con bloques.

a.- Depósito de las arcillas con bloques (U.C.G.), e inicio de los plegamientos en las zonas Externas.

b.- Cabalgamientos de los U.C.G. sobre las zonas Externas

c.- Formación de la zona de desgarre y de los cabalgamientos asociados

d.- Erosión y disposición actual.

ESQUEMA TECTONICO DE LA ZONA DE DESGARRE DEXTROSA DEL CORREDOR DEL BOYAR. (Según BOURGOIS, 1.978, algo modificado)

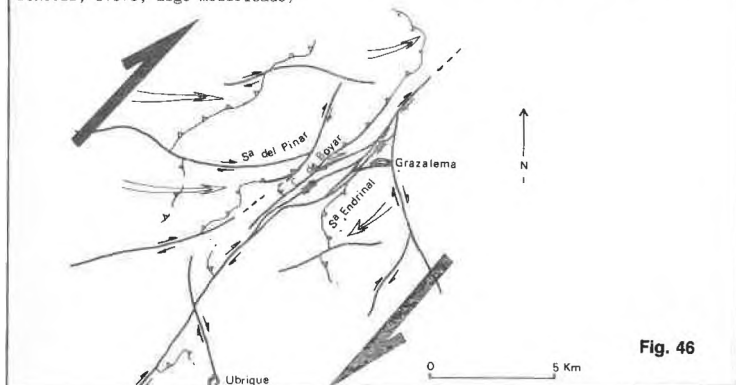


Fig. 46

la diversidad de autores que han trabajado en este área. Las más importantes de las interpretaciones emitidas quedan recogidas en las figuras 44, 45, y 46.

Para Mac-Pherson (1873), la estructura sería relativamente simple, de tipo jurásico; la Sierra del Pinar formaría parte de una estructura anticlinal, fallada por el Sur y la Sierra del Endrinal y el Peñón Grande serían también pliegues anticlinales; el «Corredor del Boyar» representaría una zona sinclinal cuyo núcleo estaría ocupado por terrenos arenosos que atribuye al Terciario. Esta interpretación «autoctonista» es mantenida, con algunas precisiones de índole estratigráfica por Gavala y Laborde (1918).

Es Blumenthal (1935) quien introduce los términos Subbético (anteriormente introducido en la Cordillera por su semejanza con los materiales de las cadenas Subalpinas) y Penibético en esta región de la provincia de Cádiz y quien constata por primera vez la existencia de importantes superposiciones de materiales (*MANTOS DE CORRIMIENTO*). Para él, la estructura de la zona sería debida a un «Doble pliegue» (doble pliegue gaditano), la Sierra del Pinar y la del Endrinal serían dos pliegues anticlinales vergentes hacia el Sur (vergencias antibéticas) y hacia el Norte (vergencias béticas) respectivamente, que cabalgarían a una zona sinclinal compleja que constituiría el «Corredor de Boyar» y que, desde el punto de vista paleogeográfico, representaría la transición entre Penibético y Subbético, es decir, las series de las «Escamas del Boyar» presentarían caracteres progresivamente más Subbéticos hacia el Norte y Penibéticos hacia el Sur.

Para Hoppe (1965), las escamas del «Corredor del Boyar» no representan la transición entre el Penibético y el Subbético como decía Blumenthal, sino un resto muy deformado y estirado de un antiguo dominio paleogeográfico que se situaría entre el Penibético al Sur y la Meseta al Norte, es decir, en una posición equivalente a la del Prebético que aflora en la mitad oriental de la Cordillera. En esta zona del Boyar se depositarían sedimentos de características marginales, detríticos principalmente. Al Sur de este «dominio del Boyar» se situaría el Penibético, que sería un mar somero, pero algo más profundo. Más al Sur aún, se situaría el Subbético de la Sierra del Pinar, en el cual se depositarían los sedimentos margosos de características marinas más profundas. El Subbético,

durante la orogénia habría cabalgado sobre el Penibético, deslizándose sobre él y rebasándolo, hasta alcanzar la zona del Boyar, de ahí que actualmente se encuentre sobre la zona de escamas del Boyar (la Sierra del Pinar cabalga a las unidades del «Corredor del Boyar»). La desaparición de los materiales subbéticos del resto de las zonas, más o menos al Sur del Boyar, se debe a haber sido desmantelados por la erosión. Ver figura 44.

Para Bourgois (1978), el Subbético no puede proceder de una zona situada al Sur del Penibético, sino, en base a datos conocidos de otros sectores de la Cordillera, del Norte del mismo. Para Bourgois, el Subbético comienza a partir de la Sierra de Zafalgar. El Conjunto de las «escamas del corredor de Boyar», que estudia detalladamente, no representa una transición del Penibético hacia el Norte a una zona somera, como dice Hoppe, sino que al contrario, no existe prácticamente correspondencia estratigráfica alguna entre la zona del Boyar y el Penibético, ni tampoco entre aquella y el Subbético. Debe de tratarse de un conjunto diferente y peculiar que considera procedente del Sur del Penibético, de la zona donde se depositaron las unidades del Campo de Gibraltar, ya que constata una estrecha relación entre las escamas de Boyar y algunas de estas unidades, una de las cuales es la denominada «Flysch del Corredor del Boyar». Al igual que todas las unidades del Campo de Gibraltar, las escamas del «Corredor» serían grandes cantos o «bloques» empastados en una formación de «arcillas con bloques».

Este conjunto de arcillas con bloques habría cabalgado a las Zonas Externas hacia el Norte, alcanzando y sobrepasando la región del Boyar. Posteriormente el conjunto de arcillas con bloques fue a su vez cabalgado por el Penibético hacia el Norte y por el Subbético hacia el Sur, cobijando a las unidades primitivamente cabalgantes, preservándolas de la erosión. (Ver fig. 45)

Para Bourgois, el Corredor del Boyar constituye una zona de falla de *DESGARRE* de gran envergadura que disloca una estructura de cabalgamiento previa de las unidades del Campo de Gibraltar sobre las zonas externas. Este desgarré, de carácter «dextroso» (es decir que los dos bloques, a ambos lados de la zona de falla, se mueven en el sentido de las agujas de un reloj) actúa en el límite entre el Subbético Medio y el Penibético, y posiblemente ha sido el responsable de las diferencias litológi-

cas entre ambos dominios paleogeográficos durante la sedimentación. (Ver fig. 46)

Tanto la estructura de escamas del «Corredor del Boyar» como el dispositivo de cabalgamiento del Penibético hacia el Norte y del Subbético hacia el Sur sobre la zona del Corredor, no serían otra cosa que manifestaciones secundarias de este importante movimiento de desgarré, que invierte localmente los cabalgamientos originales.

Esta explicación aclara muchas de las incógnitas de esta interesante zona, aunque subsisten todavía muchas dudas sobre las relaciones paleogeográficas entre las unidades implicadas. Futuros estudios contribuirán a aclarar y comprender mejor la complicada geología de esta región.

3.ª PARADA. Puerto de la Cumbre.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Situar en el mapa topográfico y geológico.
2. Identificar la litología de los materiales y su posición en la serie estratigráfica.
3. Observar la estratificación y realizar medidas puntuales de dirección y buzamiento. ¿Coinciden con las de las estructuras circundantes? (Observar el pico de San Cristóbal).
4. Observar la red de drenaje y relacionarla con la estructura, ayudándose del mapa topográfico y geológico. ¿Existen características diferenciadoras entre ambas cuencas?
5. Observar el pico de San Cristóbal y analizar los factores determinantes de su morfología.

B. Conclusiones.

1. Nos encontramos en el Puerto de la Cumbre, divisoria entre los dos vertientes de la Sierra del Pinar. Los materiales sobre los que nos encontramos son *calizas* del Lías Inferior (ver figura 40), situadas estratigráficamente sobre las dolomías a través de las cuales se ha realizado el ascenso.

2. Desde este punto se observa claramente la estratificación de los materiales en el corte del San Cristóbal, siendo esta de unos 60 a 70° al NW.

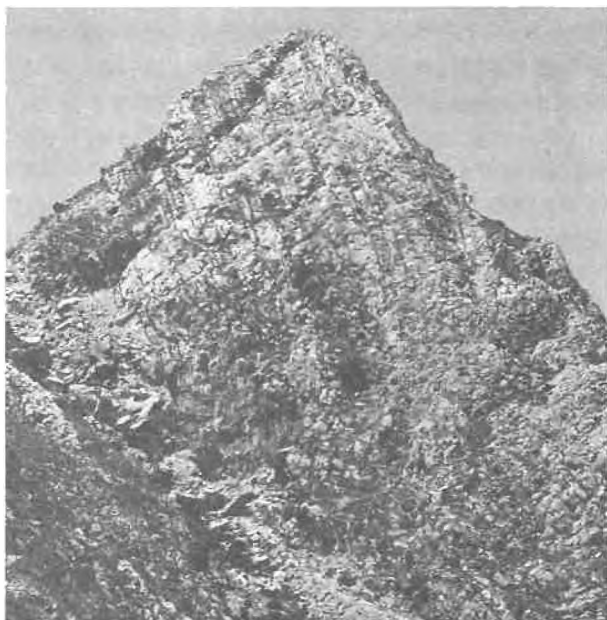


Foto 34. Aspecto de la estratificación de los materiales que constituyen el Pico de San Cristóbal (Sierra del Pinar) visto desde el Puerto de la Cumbre.

3. Se observan dos tipos de redes de drenaje:

a. La cuenca del Guadalete, en la zona próxima a su nacimiento, que discurre por la vertiente meridional de la Sierra del Pinar, dirigiéndose hacia el NE, por el «Corredor del Boyar», a favor de los materiales más blandos. Se trata de un tipo de red fluvial más o menos *longitudinal*, con variaciones de dirección a causa de accidentes tectónicos o influencias de las litologías.

b. En la vertiente septentrional del Pinar se observa una red de tipo *dendrítico*, condicionada por la forma de herradura de su cabecera, debida a la estructura de los materiales.

4. Por otra parte, en la vertiente meridional las aguas discurren por zonas de menor pendiente y su régimen es más constante, al alimentarse de manantiales o surgencias que aparecen en las zonas de contacto entre los materiales calcáreos y el nivel de base impermeable, funcionando casi todo el año. Mientras que en la vertiente septentrional, la red

se caracteriza por las fuertes pendientes y un régimen de tipo torrencial.

Las dos cuencas se caracterizan además por las horas de sol a que son sometidas a lo largo del día, la septentrional queda más protegida, sobre todo en invierno por las altas cumbres del Pinar. Otra diferencia es la vegetación, siendo mucho más abundante en la vertiente norte.

5. El pico del San Cristóbal presenta un relieve sobresaliente, con aspecto de yelmo, que está condicionado por un material resistente a la meteorización mecánica (calizas del Lías), un buzamiento de sus estratos próximo a la vertical, así como la influencia de fracturas. (Ver fotografía 34)

PUERTO DE LA CUMBRE BENAMAHOMA.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Observar el recorrido de la senda en el mapa topográfico y en el geológico, e identificar los distintos términos de la serie estratigráfica que se interceptarán a lo largo del mismo.

2. ¿Se puede determinar la disposición estructural de los materiales a tenor de la secuencia estratigráfica en que aparecen dispuestos al comienzo y mitad de recorrido? Consultar mapa geológico y cortes de la figura 42.

3. ¿Se observan rasgos de meteorización mecánica? ¿Qué formas y disposición presentan?

4. Evidentemente la forma de erosión más destacable son los *canchales*, ¿cómo se han generado?, ¿se están formando actualmente?, ¿cómo evolucionan?

5. Al atravesar estos canchales, realizar el máximo de observaciones posible, ejemplo: composición de los fragmentos, su tamaño y forma, ordenamiento interno, pendiente, estabilidad, etc.

6. Al atravesar los distintos canchales, ¿se observan diferencias notables entre ellos?

7. Aprovechando las pequeñas trincheras de la senda, observar el tipo de terreno sobre el que se ha desarrollado el suelo sobre el que se asientan los pinsapos.

8. ¿Qué acción ejerce la cobertura vegetal ante los agentes geodinámicos externos?

B. Conclusiones.

1. La senda que conduce desde el Puerto de la Cumbre a lo largo de la Sierra del Pinar (Caídas de la Sierra del Pinar), hasta Benamahoma, discurre durante un primer trecho siguiendo la curva de nivel de los 1.300 mts., aproximadamente, luego comienza a descender, cortando curvas de cota cada vez menor, hasta alcanzar Benamahoma (300 mts.), existe pues un desnivel, en muy poco espacio, de más de 1.000 mts. Esta senda atraviesa materiales calcáreos del Lías Inferior (calizas con nódulos de sílex, del Lías Medio (margocalizas y margas), y del Trías (margas, arcillas y yesos).

2. Dada la disposición que adoptan los diferentes términos de la serie estratigráfica, materiales más antiguos colocados encima de otros más modernos, se puede determinar que la serie está *invertida*. La estructura es la de un *sinclinal* con vergencia hacia el Sur, como se apuntó en el apartado referido a explicar la estructura del «Corredor de Boyar». (Ver cortes geológicos de la figura 42).

3. A lo largo del recorrido se observan un gran número de acumulaciones de fragmentos de roca dispuestos a favor de las zonas de máxima pendiente a lo largo de vaguadas y presentando forma de abanico. Se trata de *canchales*, formados por acúmulo de restos de materiales caídos de zonas más altas a consecuencia de la meteorización mecánica (gelifracción, cambios bruscos de temperatura, etc.).

Estas formas de erosión-sedimentación, que, en gran parte, debieron formarse en periodos anteriores con un clima más frío que el actual, continúan su evolución, siquiera más lentamente, en relación a la energía de los agentes externos actuales, recibiendo aportes de las zonas más altas y a su vez erosionándose, dada la fuerte pendiente y la energía del agua de arroyada, proporcionando de ese modo fragmentos de roca a las partes más bajas del valle. Dichos materiales, más tarde, serán transportados por las corrientes fluviales, siendo erosionados y rodados, perdiendo su aspecto anguloso por acción del transporte, y llevados hasta zonas lejanas o incluso hasta el mar.

4. Al atravesar los canchales se observa que están constituidos por cantos de diferente tamaño y formas muy angulosas, dado el poco transporte sufrido todavía. Por acción de las aguas de escorrentía superficial, aguas salvajes, estos canchales se erosionan, ayudadas por la



Foto 35. Aspecto general del Pinsapar de la Sierra del Pinar, visto desde el Puerto de la Cumbre.



Foto 36. Detalle de los bloques pertenecientes a un «canchal» en la zona de las «Caídas de la Sierra del Pinar».

fuerte pendiente e inestabilidad del depósito, encontrándose, en las partes inferiores del canchal descubiertas por la erosión, otros fragmentos de roca de menor tamaño, alcanzándose incluso la fracción arcillosa.

5. Existen variaciones de unos canchales a otros como consecuencia de haberse originado a partir de rocas madre de diferente litología, lo cual se manifiesta en variaciones de color, tamaño de los fragmentos, etc.

6. El suelo sobre el que se ha desarrollado el bosque de pinsapos se originaría, en parte, a partir de la meteorización de las margocalizas sobre las que están situados y en parte sobre restos de derrubios acumulados sobre los materiales margosos.

7. El pinsapar, junto con las demás especies botánicas asociadas, ejerce una acción protectora del suelo evitando su erosión, ya que, por una parte las raíces retienen las partículas y por otra, los troncos, ramas caídas, etc., represan las aguas de arroyada, dividiéndola en pequeños canalillos con escasa energía de erosión y transporte.

PUERTO DE LA CUMBRE-BENAMAHOMA (Continuación): aspectos climáticos.

A. Cuestionario de observaciones.

1. ¿Cuáles son las características generales del clima en la provincia de Cádiz? ¿Qué factores inciden en el mismo?

2. Es evidente que la climatología de la provincia varía a medida que lo hacen las zonas geográficas. ¿Se podría hacer una clasificación por zonas climáticas?

3. Uno de los factores condicionantes de la climatología es el relieve, nos encontramos en el punto de máxima pluviosidad de la Península, sin embargo se está muy cerca de zonas que por su pluviometría podrían ser clasificadas como zonas semiáridas (Trebujena). ¿A qué se debe esta anomalía pluviométrica en el macizo de Grazalema? Observar mapa de isoyetas de la figura 47.

4. Analizar el mapa de isoyetas de la provincia de Cádiz y observar la distribución de las mismas. ¿A qué obedece ésta?

5. Analizar los factores que condicionan la existencia de los pinsapos y otros endemismos botánicos en la sierra del Pinar.

B. Conclusiones

1. El clima de la provincia de Cádiz puede ser considerado, en general, como de tipo *ATLANTICO* (templado semihúmedo); ahora bien, su geografía hace que la variedad climática sea una de las características de esta provincia. Su particular disposición junto al Estrecho y su topografía proporcionan al clima características singulares.

Los factores geográficos que influyen en el clima de la provincia de Cádiz son los siguientes:

- a. Relieve y proximidad al Estrecho.
- b. Influencia del mar y corrientes marinas.
- c. Latitud.

En cuanto a las características generales del clima son:

- a. Abundantes vientos durante casi todo el año.
- b. Valores extremos de humedad que pasan desde una enorme sequedad cuando sopla el Levante, hasta un 95% de humedad con Poniente.
- c. Abundantes lluvias distribuidas muy irregularmente, tanto por zonas, como a lo largo del año, y que oscilan entre los 500mm/año de Trebujena a los 2.100mm/año de Grazalema.
- d. Enorme luminosidad, debido a la radiación solar, dada la merionidad de la provincia.
- e. Ausencia de heladas y temperaturas muy moderadas, sobre todo en el litoral.

2. A medida que los factores climáticos (proximidad a la costa, topografía etc.) varíen, variarán las zonas climáticas. Se podrían establecer las siguientes zonas:

- a. LITORAL — Mediterráneo y Atlántico.
- b. CAMPIÑA — Con Levante y sin Levante.
- c. SERRANIA — Sierras del Campo de Gibraltar y Sierras del Noreste.

3. Uno de los factores más importantes que condicionan la climatología de esta provincia es el relieve. Las zonas de la Serranía tienen una climatología diferente (elevada pluviosidad) por representar los primeros obstáculos que se ofrecen a los frentes lluviosos y borrascas procedentes del Atlántico. Esto se comprueba observando la distribución de iso-

MAPA PLUVIOMETRICO DE LA PROVINCIA DE CADIZ (isoyetas anuales)

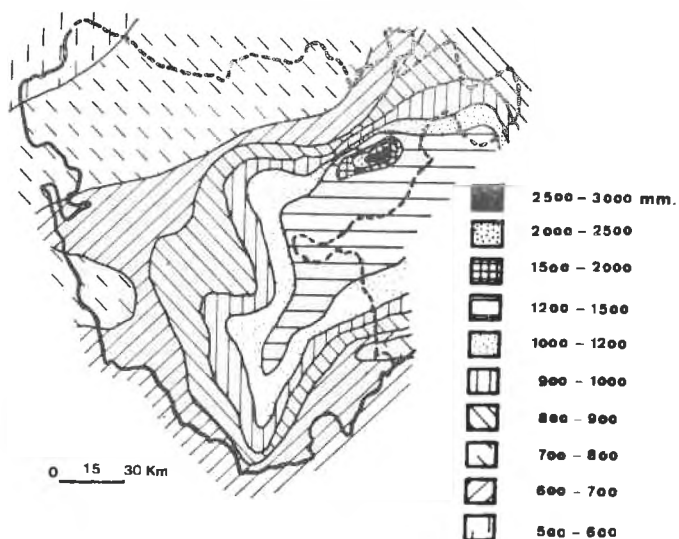


Fig. 47

yetas (curvas que unen los puntos de igual pluviometría) de la provincia, las cuales se distribuyen siguiendo a las de altitudes y sierras de la zona (ver fig. 47), alcanzándose los máximos pluviométricos, allí donde la altura lo sea también y donde la orientación de los macizos montañosos intercepten mejor a los frentes (*lluvia orográfica*).

Este hecho se corrobora con el siguiente dato: en solo 80 Km. que separan Grazalema de la costa Atlántica (véase figura 48), la lluvia media anual aumenta desde 500mm/año recogidos en el Observatorio de la Marina de San Fernando a los 2.100mm/año de la estación de Grazalema.

Es importante advertir que la existencia de grandes relieves por sí solos no originarían las fuertes precipitaciones observadas sin la afluencia de las borrascas atlánticas, ni éstas solas, sin el primer factor, como se puede comprobar por el hecho de que en la zona de la desembocadura del Guadalquivir, por la cual pasan también las borrascas atlánticas, la media anual es mínima, (450mm/año). Otro dato es el hecho de que pasada la divisoria de la Sierra del Pinar, la intensidad de las lluvias disminuye apreciablemente, hasta el punto que a solo 20 Km. al Norte, las precipitaciones son sólo de 800 mm/año.

4. Respecto a los factores que condicionan la existencia y conservación del pinsapar, el tema aún está en estudio, como lo demuestra el hecho de no lograrse una repoblación satisfactoria, pero se podría especular con los siguientes datos:

a. Suelo calizo, sombra, temperatura media anual de 15 a 20° C, altitud por encima de los 1.000 mts. y cierto grado de humedad.

b. A estos factores hay que añadir el hecho de que los pinsapares conservados vegetan en zonas muy inaccesibles, por lo que las talas se hacen muy dificultosas. Por otra parte, el hecho de tratarse de un árbol que necesita sombra (umbrófilo) y crear a su vez una espesa cortina que impide el paso de la poca radiación solar que recibe (umbrógeno), hace que incluso en períodos de pertinaz sequía, siempre exista en el bosque un cierto grado de humedad que, tal vez, haga más difícil los incendios forestales, principal causa de desaparición de los bosques de la Península, y probablemente, junto a las talas, de la desaparición de los pinsapos que antiguamente recubrirían gran parte de estas serranías.

Otro enemigo importante del bosque, en esta zona de fuertes pen-

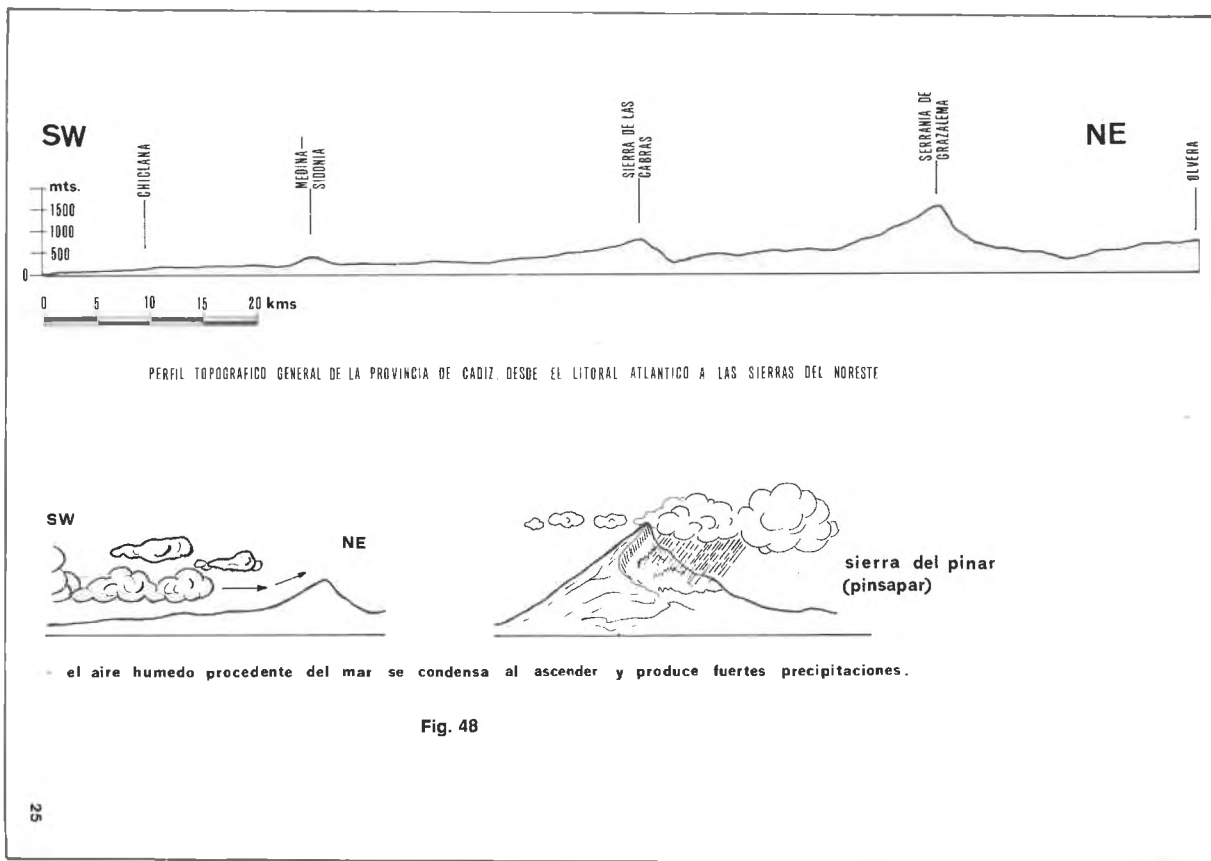




Foto 37. Detalle de un «pinsapo».



Foto 38. Vista del «Torreón» (Sierra del Pinar) desde la ladera norte.

dientes, son las avalanchas de rocas, desprendidas de las partes altas de la Sierra del Pinar y que, en el caso de desplazarse grandes bloques por las fuertes pendientes, arrancan gran número de árboles.

4.ª **PARADA.** Benamahoma.

A. Cuestionario de observaciones.

1. Situar en el mapa geológico y topográfico.
2. **Reconocer** los materiales sobre los que se asienta la Huerta de Benamahoma e intentar justificar la surgencia de agua del «Nacimiento».
3. En las proximidades del «Nacimiento», dentro de los materiales margo-yesíferos de Triásico, aparecen unas rocas de color verdoso y textura cristalina, ¿de qué material puede tratarse?

B. Conclusiones.

1. Nos encontramos en la zona de contacto entre los materiales carbonatados jurásicos y el Trías margo-yesífero, en el cual se produce una importante surgencia por la que drenan aguas de origen cárstico. El caudal es tan importante que se mantiene prácticamente constante incluso en épocas de gran sequía.

2. Asociados a los materiales triásicos aparecen las «*ofitas*», rocas cristalinas de color verde oscuro y superficie normalmente alterada. Se trata de rocas «subvolcánicas básicas» formadas por piroxenos y plagioclasas. Aparecen en toda la provincia de Cádiz asociadas siempre al Trías margo yesífero, variando su composición de unos puntos a otros. Existe el problema de delimitar su edad, aunque parece ser que se intruyen durante el Trías Sup. o el Jurásico, debido a distensiones en el fondo de la cuenca sedimentaria. Tampoco se sabe si se trata de filones o coladas.

IX

CONCLUSIONES FINALES

1. Los terrenos que constituyen la provincia de Cádiz forman parte, en su totalidad, de la Cordillera Bética, que es el elemento más occidental de las Cadenas Alpinas Europeas.

2. Dentro de estos terrenos se pueden distinguir dos grandes grupos:

a. Terrenos postorogénicos, de edad Mioceno Sup. a actual.

b. Terrenos preorogénicos, de edad anterior al Mioceno Sup.

3. Dentro de los *terrenos preorogénicos*, de acuerdo con criterios tectónicos y estratigráficos pueden distinguirse tres grandes conjuntos:

a. **Zonas Externas:** comprenden materiales casi exclusivamente sedimentarios (con ocasionales intercalaciones de rocas volcánicas) cuya edad oscila entre el Triásico y el Mioceno Inf. De las dos zonas en que se subdividen las Zonas Externas, tan solo la Zona Subbética está representada en la provincia de Cádiz.

b. **Zonas Internas:** (o Zona Bética): comprenden materiales sedimentarios, metamórficos e ígneos de edad anterior al Mioceno Inf. A diferencia de lo que ocurre en las Zonas Externas, el zócalo priesozoico (Paleozoico y más antiguo) está intensamente deformado de forma solidaria con la cobertera mesozoica y terciaria. Además, localmente ha sufrido un intenso metamorfismo de edad postjurásica. (Estos materiales no están representados en la provincia de Cádiz, aunque sí en sus proximidades (Málaga).

c. **Complejo de unidades del Campo de Gibraltar:** constituyen la mayor parte de la provincia de Cádiz. Comprenden materiales principalmente cretácicos y terciarios. Su atribución a una u otra zona de las dos anteriores es problemática y discutida por los distintos autores que han

trabajado en la región. En cualquier caso, es un hecho comprobado que estas unidades se continúan, con características idénticas, al otro lado del Estrecho, por todo el Norte de Africa y hasta Sicilia.

Los terrenos preorogénicos han sido intensamente deformados en el transcurso de la Orogenia Alpina, a consecuencia de la cual se han producido intensos plegamientos, fracturas, deslizamientos y cabalgamientos de los materiales que constituyen la cordillera. La estructura más típica que se ha desarrollado ha sido en *mantos de corrimiento*. Ello ha provocado un acortamiento de los materiales de la cordillera de, como mínimo, dos tercios de su longitud inicial. Igualmente tuvo lugar un intenso metamorfismo en las Zonas Internas, posiblemente a lo largo del Cretácico y Terciario.

4. Los terrenos postorogénicos no han sido afectados por las deformaciones más intensas que dieron lugar a la Cordillera Bética. Se denominan terrenos «postorogénicos» a aquellos que han sido posteriores a la tectónica de mantos de corrimiento. Su edad es desde el Mioceno Sup. a la actualidad.

Algunos de estos terrenos postorogénicos, sobre todo los más antiguos, están plegados y fracturados, lo que indica que las deformaciones orogénicas continúan, de ahí que, en cierto modo, no puedan denominarse postorogénicos en sentido estricto. La frecuencia de terremotos en el Sur de la Península Ibérica es un claro indicio de que la Cordillera Bética aún no ha acabado de estructurarse definitivamente.

Dentro de los terrenos postorogénicos se pueden distinguir tres grandes grupos:

a. Los de edad *Mioceno Sup.* cuya litología varía de arcillosa a calcarenítica o incluso conglomerática. En la provincia de Cádiz son siempre marinos. Estudios estratigráficos permiten demostrar que en esa época el continente se situaba hacia el Sur de la provincia, coincidiendo con la zona de la Sierra, que se empezaba entonces a erosionar. Buena parte de la provincia estaba ocupada por un mar somero (plataforma) en el que proliferaban los organismos, cuyos restos constituían la principal fuente de sedimento, dando lugar a calcarenitas bioclásticas; en este mar actuaban intensamente las mareas. En la zona ocupada actualmente por la depresión del Guadalquivir, al Norte de la provincia, se depositaron du-

rante el Mioceno potentes sedimentos margosos propios de zonas de gran profundidad.

b. Los de edad *pliocena*, discordantes sobre los anteriores, se depositaron cerca de la costa actual. Están constituidos por areniscas calcáreas con mayor contenido terrígeno que las del Mioceno, y por conglomerados con conchas (roca ostionera), propios de un ambiente marino litoral y que atestiguan el levantamiento de la región, retirada del mar y la erosión de los relieves nacientes.

c. El *Cuaternario* está extensamente representado en la provincia de Cádiz, sobre todo en la Bahía, que ha evolucionado rapidísimamente debido a los aportes del río Guadalete en tiempos muy recientes. Tres grupos de sedimentos pueden establecerse: los *aluviones*, las *arenas de playa* y los *fangos de las marismas*, traídos por el Guadalete y retrabajados por la acción de las mareas.

5. Dentro de la Zona Subbética, en base a criterios tectónicos, pueden establecerse varias unidades tectónicas, limitadas unas de otras por superficies de manto de corrimiento. A su vez, tras situar las unidades en su posición original antes a la orogénia, desplegando los pliegues y deshaciendo los cabalgamientos, así como teniendo en cuenta las series estratigráficas en cada punto, pueden establecerse varios dominios paleogeográficos o zonas de sedimentación con características uniformes y diferenciadas. En general se pueden distinguir tres zonas, aunque solo dos de ellas existen en la provincia de Cádiz. Estas son:

a. **Subbético Medio o margoso.** Ocupa el Norte de la provincia de Cádiz. Se caracteriza, en esta provincia, por la extraordinaria extensión y potencia del Triásico, constituido por arcillas y yesos predominantemente.

Los afloramientos jurásicos se caracterizan por presentar una base calizo-dolomítica potente, seguida de un paquete margoso y margocalizo que comienza en el Liásico Medio. El Cretácico y el Terciario se encuentran también bajo facies margosas.

En conjunto, el Subbético Medio, constituyó, durante el Jurásico y Cretácico, un dominio paleogeográfico caracterizado por el enorme espesor que alcanzaron sus sedimentos que, además se depositaron en un surco profundo y alejado de la costa.

b. **Subbético Interno o Penibético.** Ocupa el Este de la provincia de

Cádiz. Está separado del Subbético Medio por una zona tectónicamente compleja: el Corredor de Boyar (carretera del Bosque a Grazalema). Su serie o secuencia estratigráfica es muy distinta de la del Subbético: el Triásico presenta un paquete carbonatado de gran espesor en la base; el Jurásico es enteramente calizo; el Cretácico Inferior no se depositó probablemente y el Cretácico Sup. y Terciario es margocalizo en la base y margoareniscoso hacia arriba.

El Penibético constituyó una zona paleogeográfica alejada de la costa pero poco profunda (un bajo fondo o umbral) a lo largo del Jurásico y Cretácico principalmente.

6. Las Zonas Internas se pueden dividir en una serie de complejos tectónicos que constituyen mantos de corrimiento.

7. Las Unidades del Campo de Gibraltar son de estructura muy compleja. Están constituidas por materiales margosos y areniscosos de edad Cretácico Sup. a Mioceno Inf.

Todas las Unidades del Campo de Gibraltar, durante la orogénia, se deslizaron gravitatoriamente en una cuenca submarina profunda. En ella se depositaban arcillas y margas escamosas rojas, verdes y negras, del Mioceno Inf. (Burdigaliense). Todas las Unidades del Campo de Gibraltar forman parte pues, de una especie de gran conglomerado de gigantes-cos bloques (la Sierra del Aljibe sería uno de estos), cuya matriz son las arcillas rojas y verdes.

Las dos unidades más importantes del Campo de Gibraltar son:

a. **Unidad de Algeciras:** formada por areniscas calcáreas y margas rojizas del Cretácico al Eoceno y por areniscas margosas y micáceas, del Oligoceno.

b. **Unidad del Aljibe:** formada por margas y arcillas con calcarenítas, en la base (de edad Eoceno) y por areniscas cuarzosas (arenisca del Aljibe) en el techo (de edad Oligoceno a Mioceno Inf.).

Todas estas unidades son depósitos turbidíticos depositados en abanicos submarinos muy profundos.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO RODRIGUEZ J. (1952) — «Geología de la provincia de Cádiz», Bol. R. Sociedad Esp. Hist. Nat., L, p. 221-261.
- BLUMENTHAL M. (1928) — Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serranía de Ronda (Andalousie). Ecl. Helv. XXI. 2.,. 358-363.
- BLUMENTHAL M. (1933) — Sur L'autochtonie du Pénibétique dans la Province de Cadix (Andalousie). C.R.Ac.Sc. Paris, t. 197, p. 1668.
- BLUMENTHAL M. (1935) — Allure de la tectonique locale et définition du «Double pli» gaditan. B.S.G.F., (5), t.V, p. 659-685.
- BLUMENTHAL M. (1937) — «Sur l'interprétation tectonique du «double pli» gaditan. B.S.G.F. (5), V, p. 9-25.
- BOUCART J. (1935) — «Le Quaternaire marin dans le golfe de Cadix». C.R.Ac.Sc., t. 201, p. 1493-1495.
- BOURGOIS J. (1970) — Etude géologique du Corridor de Boyar et de ses abords (Andalousie, Espagne). Thèse de 3e cycle, Paris.
- BOURGOIS J. (1970) — L'unité du San Cristobal, nouvel élément ultra Pénibétique au niveau du Corridor de Boyar (Province de Cadix, Espagne). B.S.G.F., (7), t. XII, p. 786-793.
- BOURGOIS J. (1973) — Présence et définition dans la région de Cañete la Real et de Grazalema d'une formation d'argiles à blocs (Province de Cadix, Séville et Malaga, Espagne). C.R.Ac.Sc. Paris, t. 276, série D, p. 2939-2942.
- BOURGOIS J. (1977) — D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar: «L'hispanisation des flyschs rifains au Miocène inférieur». C.R.somm.S.G.F., à paraître.
- BOURGOIS J., CHAUVÉ P. et PEYRE Y. (1970) — Définition de la zone Boyar Alazores. Ann. Soc. Geol. Nord, t.XC, n° 4, p. 386-387.
- BOURGOIS J., PEYRE Y., et CHAUVÉ P., DIDON J. (1970) — Le domaine des flyschs dans l'Ouest des Cordillères bétiques. Ann. Soc. Geol. Nord, t. XC, n° 4, p. 384-386.
- BOURGOIS J. et CHAUVÉ P. (1971) — Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur les sierras du Lagarin et du Malaver (Provinces de Cadix et de Malaga, Espagne méridionale). B.S.G.F., 7ème série, t. XIII, p. 321-327.
- BOURGOIS J., CHAUVÉ P., DUBOIS M. (1971) — Observations nouvelles sur le massif de la Silla et ses abords. Ann. Sc. de l'Université de Besancon, fasc. n.° 13, 3ème série, p. 69-75.

- BOURGOIS J., CHAUVE P., et DUBOIS M. (1971) — Découverte du substratum jurassique et crétacé inférieur de l'unité del Algarrobo, et origine ultra-pénibétique de cette unité (Cordillères bétiques occidentales, Espagne). C.R.Ac.Sc. Paris, t. 273, série D, p. 295-298.
- BOURGOIS J. et CHAUVE P. (1971) — Le Corridor de Boyar et ses abords leur place dans l'Ouest des Cordillères bétiques. Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2), vol. XIII, fasc. 5, p. 463-488.
- BOURGOIS J., CHAUVE P., et DUBOIS M. (1973) — Etude lithostratigraphique du flysch d'Ubrique. Ann. Sc. de l'Université de Besancon, 3ème série, fasc. 20, p. 103-109.
- BOURGOIS J., CHAUVE P. et DIDON J. (1974) — La formation d'argiles á blocs dans la province de Cadix (Cordillères bétiques, Espagne) (rés.). Deuxième réunion annuelle des Sciences de la Terre (Nancy). p. 79. Livre en dépôt á la Societé Géologique de France.
- BOURGOIS J., CHAUVE P. et DIDON J. (1974) — Sur le présence et l'extension de la formation d'argiles á blocs dans la province de Cadix. Ann. Sc. de l'Université de Besancon, 3e série, fasc. 20 p. 89-100.
- BOURGOIS J. (1978) — La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle de evolution de l'arc de Gibraltar. Tesis Univ. Besancon. Ann. Sc. Univ. Besancon. 30. 445 pp.
- CALDERON Y ARANA S: (1890) — «La région epigénica de Andalucia y el origen de sus ofitas». Bol. Com. Mapa Geol. España, XVII, p. 500-526, 4 figs.
- CALDERON Y ARANA S. (1892) — Nota sobre la edad del Peñón de Gibraltar. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
- CALDERON Y ARANA S. y PAUL M. (1896) — «La moronita y los yacimientos diatomaceos de Morón». Ann. Soc. Esp. Hist. Nat., XV, p. 477-493.
- CHAUVE P. (1960) — «Etude de quelques affleurements jurassiques de la région d'Alcalá de los Gazules (province de Cadix, Espagne)». B.S.G.F. (7), II, p. 345-351.
- CHAUVE P. (1961) — «Sur l'extension de l'unité de Paterna dans le Nord-Ouest de la province de Cadix (Cordillères bétiques)». C.R. Somm. S.G.F., p. 271-272.
- CHAUVE P. (1960-1962) — Structure géologique de la région centrale de la Province de Cadix (Espagne). Livre Mém. Prof. P. Fallot, Mém. h. sér. S.G.F., t.I, p. 257-264.
- CHAUVE P. (1962) — «La unidad de Paterna en el Norte de la provincia de Cádiz». Not. Com. Inst. Geol. Y Min. de España, n.º 67, p. 103-108.
- CHAUVE P. (1964) — «Sobre el significado de la unidad de Paterna (provincia de Cádiz España)». Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, n.º 73, páginas 201-204.
- CHAUVE P. (1965) — «Découverte d'une faune du Muschelkalk dans le Trias du Corridor de Boyar (province de Cadix, Espagne)». C.R.Ac.Sc., t. 260, p. 237-239.
- CHAUVE P. (1967) — Tectonique du Subbétique dans le Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). B.S.G.F., 7e série, t. IX, p. 235-245.

- CHAUVE P. (1968) — Etude géologique du Nord de la province de Cadix. Mem. Inst. Geol. y Min. España, t. LXIX, 377 p., 1 carte.
- CHAUVE P. (1969) — Les rapports du Subbétique et du Pénibétique dans la Serranía de Grazalema. Boletín Geológico y Minero. T. LXXXIII, p. 218-230.
- CHAUVE P. et DIDON J. (1960) — Rapports entre les zones subbétiques et le Flysch à l'Est d'Alcalá de los Gazules (Province de Cadix, Espagne méridionale). C.R.Ac.Sc., t.251, p. 752-754.
- CHAUVE P. et DIDON J. (1961) — Estudios de algunos cortes en el límite de las zonas subbéticas y el flysch al Este de Alcalá de los Gazules (Provincia de Cádiz). Notas y com. Inst. Geol. y Min. de España, n.º 61, p. 177-192.
- CHAUVE P. et HOPPE P. (1962) — Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur le Corridor de Boyar (Province de Cadix, Espagne). B.S.G.F. (7). t. IV, p. 303-310.
- CHAUVE P. et HOPPE P. (1962) — «Sur l'existence d'affleurements de l'unité de Paterna dans la région d'El Bosque-Zahara (province de Cadix, Espagne). C.R.Ac.Sc., t.255, p. 330-332.
- CHAUVE P. et HOPPE P. (1963) — «Nuevos datos estratigráficos y tectónicos sobre el corrimiento de Boyar (Provincia de Cádiz, España)». Not. Com. Inst. Geol. y Min. de España, n.º 72, p. 227-238.
- CHAUVE P., MAGNE J. et SIGAL J. (1956) — «Stratigraphie de l'unité del Algarrobo (province de Cádiz, Espagne)». C.R. Somm. S.G.F. p. 227.
- CONGRESO GEOLOGICO INTERNACIONAL (XIV). Madrid, (1926) — Estrecho de Gibraltar-Jerez Tarifa-Algeciras-Norte de Marruecos, p. 7-256.
- DIDON J. (1960) — Le Flysch gaditan au Nord-Est d'Algésiras (Prov. de Cadix, Espagne). B.S.G.F., (7), t. II, p. 352-361.
- DIDON J. (1960-1962) — Les unités ultra-bétiques de la zona du Flysch gaditan au Nord et Nord-Est d'Algésiras (Schéma tectonique et interprétation paléogéographique). Livre Mém. Prof. P. Fallot, mém. h. sér. S.G.F., t. I, p. 265-272.
- DIDON J. (1966) — Styles tectoniques de l'Unité de l'Aljibe au Nord du Détroit de Gibraltar (Espagne méridionale). B.S.G.F., (7), t. VIII p. 521-526.
- DIDON J. (1967) — L'Unité parautochtone d'Almarchal dans la Zone du Flysch du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). C.R. Somm. S.G. F., 1967, fasc. 5, p. 201.
- DIDON J. (1969) — Etude géologique du Campo de Gibraltar. Thèse Paris, (à paraître in Mem. Inst. Geol. y Min. España).
- DIDON J. et DURAND DELGA M. (1959) — Existence d'un flysch marno-gréseux du Thitonique-Néocomien au Nord de Gibraltar (Espagne méridionale). C.R.Ac.Sc., t. 248, p. 2779-2781.
- DIDON J. et DURAND DELGA M. (1960) — Existencia de flysch margo-yesoso (pour marno-arenoso) del Titónico-Neocomiense al Norte de Gibraltar (España meridional). Not. Com. Inst. Geol. y Min. España nº 57, p. 193-198.
- DIDON J., DURAND DELGA M. et KORNPROBST J. (1973) — Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. B.S.G.F., (7), XV, nº 2, p. 77-105, 1 carte en couleurs.

- DUBOIS M. (1971) — Etude géologique des environs d'Ubrique (Province de Cadix, Espagne). Thèse 3ème cycle, Besançon.
- DUBOIS M. et MAGNE J. (1972) — Présence de Burdigalien dans la région d'Ubrique (Province de Cadix, Espagne méridionale). Ann. Sc. de l'Université de Besançon 3ème série, fasc. 17, p. 113-116.
- DURAND DELGA M. (1972) — La courbure de Gibraltar, extrémité occidentales des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. Ecl. Geol. Helv., vol. 65-2 p. 267-278.
- DURAND DELGA (1973) — Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar. B.S.G.F., (7), XV, n° 2, p. 119-120.
- DURR S. (1967) — Geologie der Serrania de Ronda und ihrer sudwestlichen Ausläufer (Andalusien). Geologica romanica, vol. VI, p. 1-73.
- DURR S., HOEPPENER R., HOPPE P. und KOCKEL F. (1960-1962) — Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale) Livre mém. Prof. P. Fallot. Mém. h. ser. S. G. F., t. I, p. 209-227.
- DURR S., HOEPPENER R., HOPPE P. und KOCKEL F. (1961) — Die Geologie der Berge zwischen dem Guadalhorce und dem Campo de Gibraltar (Sudspanien). Geol. Rundsch., Bd. 51, p. 239-249.
- FALLOT P. (1945) — Le problème de Gibraltar. C.R.Ac.Sc., t. 220, p. 611-613.
- FALLOT P. (1948) — Les Cordillères bétiques. Est-géol., Cons. Sup. de Inv. Cient., Inst. Lucas Mallada, n° 8, p. 83-172.
- GAVALA Y LABORDE J. (1916) — Regiones petrolíferas de Andalucía. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. XXXVII, p. 33-208.
- GAVALA Y LABORDE J. (1918) — Descripción geográfica y geológica de la Serranía de Grazalema, en la provincia de Cádiz. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. XXXIX, p. 3-143.
- GAVALA Y LABORDE J. (1924) — Mapa geológico de la provincia de Cádiz. Inst. Geol. y Min. Madrid.
- GAVALA Y LABORDE J. (1929) — La geología del Estrecho de Gibraltar. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, vol. LI, p. 3-35.
- GAVALA Y LABORDE J., MILANS DEL BOSCH X. et VALLEE A. del. — El Estrecho de Gibraltar. Guía Excursión A-1, XIV. Cong. Geol. Int., Madrid, 1926.
- GENTIL L. (1918) — Sur l'existence de grandes nappes de recouvrement dans la province de Cadix (Espagne méridionale). C.R.Ac.Sc., t. 166, p. 1003.
- GENTIL L. (1918) — Sur l'extension, en Andalousie, des nappes de recouvrement de la Province de Cadix (Espagne méridionale). C.R.Ac.Sc. t. 167, p-83.
- GROUPE NEOTECTONIQUE DE L'A.T.P. Géodynamique de la Méditerranée occidentale (1976) — L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et de ses bordures de la mer d'Alboran. Colloque final de L'A.T.P., Montpellier, p. 88.
- HERNANDEZ PACHECO F. (1936) — Los materiales bituminosos de la Serranía de Ronda. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXXVI, p. 245.

- HERNANDEZ PACHECO F. (1949) — El Estrecho de Gibraltar y su prolongación geotectónica mediterránea y atlántica. Libro jubilar del Inst. Geol. y Min. de España, t. II, p. 119-132.
- HOEPPENER R., HOPPE P., MOLLAT H., MUCHOW S., DURR S. und KOCKEL F. (1964) — Über den westliche Abschnitt der Betischen Kordillere und seine Beziehungen zum Gesamtrogen. Geol. Rund., Bd. 53-1, p. 269-296.
- HOPPE P. (1968) — Stratigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema. (S.W. Spanien). Geol. Jb., t. 86, p. 267-338.
- IGME — Mapas escala 1:200.000 Hojas: 80-81; 82; 86; 87.
- MABESSONE J. M. (1963) — Observations on sedimentology and geomorphology of the Guadalete drainage area (Cadiz, Espagne). Geologie en Mijnbouw — Amsterdam. Volumen 42, págs. 309-328, 16 fig.
- MABESOONE J. M. (1963) — Coastal sediments and coastal development near Cádiz. Geologie en Mijnbouw — Amsterdam. Vol. 42, Págs. 23-43 fig. 11.
- MABESOONE J. M. (1963) — «Les sediments pré-quaternaires et villafranchiens des bassins fluvial de la Guadalete (prov. de Cádiz). Estudios Geológico. Vol. XIX, pp. 143-149, 9 fig. C.S.I.C.
- MAC KENZIE D. P. (1972) — Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. R. astr. Soc., 30, p. 109-185.
- MAC PHERSON J. (1872) — «Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz» Cadix, 156 p. Impr. Revista Médica. Cádiz.
- MAC PHERSON J. (1874) — Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda. Impr. Revista Médica. Cádiz.
- MAC PHERSON J. (1876) — «Sobre las rocas eruptivas de la provincia de Cádiz y de su semejanza con las ofitas del Pirineo». An. R. Soc. Esp. Hist. Nat., V, p. 5-26.
- MAC PHERSON J. (1879) — De la posibilidad de producirse un terreno aparentemente triásico con los materiales de la Creta. An. Soc. Esp. Hist. Nat., VIII, p. 485-492.
- MAC PHERSON J. (1879) — Estudio geológico y petrográfico del Norte de la provincia de Sevilla. Bol. Com. Mapa Geol. España, VI, p. 97-268, 13 fig., 3pl. Icarte.
- MARTIN ALGARRA A. (1980) — Unidades del contacto entre las Zonas Internas y las Externas al S.E. de Ronda. Tesina de Licenciatura. Univer. Granada.
- MAUTHE F. (1971) — «La Geología de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética occidental)». Bol. Geol. Min., t. LXXXII, p. 1-36, 2 fig., 1 tabl., 4 lám. (Traducción de D.J. Gómez de Llarena).
- MICHEL-LEVY A. et BERGERON J. (1890) — «Estudio geológico de la Serranía de Ronda». Bol. Inst. Geol. y Min. de España, XVII, p. 325.
- MICHEL-LEVY A. et BERGERON J. (Mission d'Andalousie, 1888) — Etude géologique de la Serranía de Ronda. Mém. Ac. Sc., 30, n° 2, p. 171-375.
- OLORIZ F. Y RIVAS R. (1977,78). La serie jurásica de la Unidad de Casa Blanca-Puerto de las Palomas (zona Subbética). Cuad. de Geología 8 y 9, p. 205-224.

- ORUETA D. de (1917) — Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. Mém. del Inst. Geol. y Min. de España.
- ORUETA D. de et RUBIO E. (1926) — La Serranía de Ronda. Guide excursión A-2 Cong. Geol. Int. Madrid, 1926.
- PERCONIG E. (1960-1962) — Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). In Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, Mém. h-série, S.G.F., t. I, p. 229-256.
- SAAVEDRA GARCIA J. L. (1971) — Correlaciones entre las Unidades de Algeciras y Aljibe (prov. Cádiz). Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. E-1-36. I.G.M.E.
- VERA J. A. (1979) — El jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Paleogeografía de las Zonas Externas. II Col. Estr. Paleog Jur. España 219-223.
- VIGUIER C. (1974) — Le Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du bas Guadalquivir. Thèse Bordeaux, 449 p.
- VILANOVA J. (1874) — «Juicio Crítico del «Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz» por el Sr. Mac-Pherson. Act. R. Soc. Esp. His. Nat., III, p. 4-15.
- ZAZO C. (1979) — El Cuaternario marino-continental del litoral de las provincias de Cádiz y Huelva. Univ. Complutense (Tes. Doct.), 3 vol. (Doct.)
- ZAZO C. Y OVEJERO G. — Niveles Marinos cuaternarios en el litoral de la provincia de Cádiz. Instituto Lucas Mallada. (Miscelánea Neógena).
- ZAZO C., GOY J.L., HOYOS M., MECO J. y otros. (1977) — El corte de Puerto Real y el problema del límite Plio-pleistoceno en la Bahía de Cádiz.
- ZAZO G., GOY J.L., HOYOS M. y otros. V.^a Reunión del grupo español de trabajo del cuaternario. Actas de excursiones: litoral de Cádiz. Sevilla (1981).

APENDICE: COPLAS

Letras de las coplas creadas y cantadas (con música de canciones populares), durante la realización del cursillo por el grupo de profesores asistentes.

SEVILLANAS GEOLOGICAS 82. (música: la historia de una amapola)

1.ª. *Ya sabemos lo que es una lapiaz y una dolina.*

Un lapiaz y una dolina

ya sabemos lo que es un lapiaz y una dolina

y por poco «no escoñamos»

bajando «tos» a la sima.

Bajando «tos» a la sima

por la Manga Villaluenga

midiendo los estratitos

medimos el buzamiento

y acabamos hasta el gorrito.

Cuando ya se hace de noche

subes unas escaleras

y te «mete» en una cueva

pero vete con cuidado

porque sino te la pegas.

2.ª. *Ya la marga «sa largao»
sola quedó la arenisca.
Sola quedó la arenisca
con un flute «jorobao»
y con muchas turbiditas
y unos locos con martillo
que se van «pa las olitas».*

*Que se van «pa las olitas»
y resbala resbalando
lo mismo que el flisch patina
más de uno «se ha mojado»
y ha metido la patita.*

*La vuelta otra vez en coche
más lento que una tortuga
pasando por Castellar
y haciendo una paradita
«pa» que nos llenen la cuba.*

3.ª. *Están las calcarenitas
y el meandro se las lleva.
Y el meandro se las lleva
ya se ven muy bien las margas
y hasta una fallita inversa,
en el tajito de Arcos
nuestra visita comienza.*

*Nuestra visita comienza
después nos vamos «pa» Ronda
«pa» ver los conglomerados
nos «despistamos» un poquito
y el chofer nos ha plantao.*

*Después de «come» un bocata
vimos una ventanita
marmol y peridotita
te tajas en el autobús
y te largas «pa» casita.*

4. ^a. *Subiendo por las Palomas
el autobús se ha quemado,
subiendo por las Palomas
el autobús se ha quemado
luego en la Garganta Verde
vimos calizas con sílex
y araños el martillito
que nos habían prestaos los pibes.*

*Luego subimos una cuesta
que tenía muchas narices
y tomamos un bocata
en un pradito del ICE.*

*Después de ver los «pinsapos»
nos fuimos a los canchales
tiramós las piedrecitas
nos inflamós de cubatas
y no vimos las ofitas.*

TANGUILLO POPULAR (Los duros Antiguos)

*Aquel cursillo del ICE de itinerarios de la provincia
que íbamos por la mañana «pa» pegarnos la paliza,
que estaba patrocinado por nuestra Diputación.*

*Íbamos treinta alumnos, tres profesores
que una de las veces se convirtieron en locutores.
Teníamos un coche fenomenal
siempre llegaba tarde o no andaba «na».*

*Con esa arenisca que tiene el Aljibe
la que nos largaron aquellos tres Pibes.
Las peridotitas y los aluviones
que arrastra el río a base de... narices.*

*Salíamos para el campo
nos daban un martillito
y todo lo que encontrábamos
le dábamos golpecitos.*

*Nos daban unos papeles
no había quien los entendiera
después de cinco excursiones
habíamos visto toda la sierra,
la playa de Sancti Petri
y los pinsapos de Grazalema.*

CUPLES

*Como no comprendo nada / eso de la falla inversa
Como se ponen los labios / «pa» después darse la vuelta
Uno que va por abajo / y el otro por arriba
Dejando una raja enmedio / por donde cabe una viga
Parece que estoy estudiando el tararí de mi prima Lina.*

*ESTRIBILLO: Cuando regresamos de las excursiones
traemos el coco lleno de rocas y conclusiones*

*Los maestros que tuvimos / en el cursillo del ICE
Tenían unos juguetitos / que nos hacían felices
Uno era una cajita / con una bolita dentro
El otro un martillito / que nos ponían contentos
y el otro era un papelito con muchas letras y dibujos dentro.*

ESTRIBILLO

*El día que la excursión / la hicimos para Algeciras
Se creó una discusión / viendo la serie invertida
por aquí tenemos un flute / por allí las margocalizas
y ahí tenemos una cosa / que «pa» partirse de risa
la gente como se cae por esa roca resbaladiza*

ESTRIBILLO

*Como era diputado / y tenía muchos enchufes
el era el encargado / de buscar los autobuses
Nos trajo una tartana / también una cafetera
y un autobús de Comes / cuando fuimos a la Pileta
y «pa» terminar el cursillo nos ha «invitao» a una gran fiesta.*

ESTRIBILLO

*A los que en el autobús / se sientan siempre delante
parecen el banco azul / del partido gobernante
allí van los profesores / y también los enchufaos
algunos que cogen flores / y algunos enamoraos
y en la cola del coche vamos los «enrollaos»*

ESTRIBILLO

*Subiendo a Castellar / íbamos «tos» escuchando
aquella charla informal / de un gadita y un jerezano
te acuerdas tú de aquel día / y tú te acuerdas del otro
del frío que allí hacía / cuando robamos la moto
y se pasaron toda la tarde hablando de tiempo remotos*

ESTRIBILLO

*En la playa de Algeciras / medimos los buzamientos
de aquella serie invertida / por culpa del plegamiento
nos subimos por las rocas / viendo las margo calizas
una se cayó de boca / otro se mojó la tiza
y otro se estaba riendo de la escalada que hacía Elisa.*

BIBLIOGRAFIA

- Amigos de Gines. 1978. «Sevillanas», Journal of Seville's Feria
- Boucart, J. 1935. Le quaternaire marin dans le Golfe de Cadix. C.R.Ac.Sc. Paris
- Garandel Pericay, 1923, Un típico paisaje cárstico en Andalucía: El Torcal de Antequera.
Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.
- Chauve, P. 1969, Ses rapports du subbétique et de penibétique dans la Serranía de Grazalema. Bol. Geol. y Min.
T. LXXX
- CHIQUETETE, 1980, «Sevillanas del 80. pro. Cachondeal varius. pp 7-14
- Gavala y Laborde. j., 1920. La Serranía de Grazalema.
- Hermanos Reyes, 1977, Sevillanas varias. Discophon.
- Orueta, D. 1917. Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda Mem. IGME, T XXVIII.
- Pendon Martín, G. 1977. Sedimentación turbidítica en las unidades del Campo de Gibraltar, Tesis Doctoral Univ.
Granada.
- Popular (19...), «Acuellos duros Antiguos». Comunicación verbal.
- Romeros de la Puebla, 1977. Sevillanas. Albores de Primavera LXVII.

